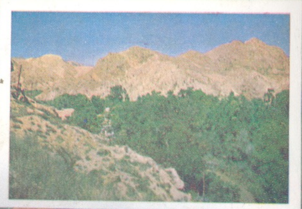


أصول الجغرافيا المناخية







دكتور
حسن سيد أحمد أبو العنين

مؤسسة
الثقافة الجامعية
٤٠ شارع مصطفى مشرفة
ت: ٤٨٣٥٢٢٤ الاسكندرية

أصـــول
الجغرافيا المناخية

دكتور حسن سيد أحمد أبو العينين
.M. A. ,Ph. D ., Sheffield Univ. (U . K.)
أستاذ ورئيس قسم الجغرافيا ـ كلية الآداب ـ جامعة الاسكندرية
أستاذ الجغرافيا الطبيعية ـ جامعة الكويت

الطبعة الأولى ١٩٧٧

الطبعة السابعة ١٩٩٦
(معدلة تعديلاً شاملاً)

الناشر
مؤسسة الثقافة الجامعية
للطبع والنشروالتوزيع
٤٠ شارع د. مصطفى مشرفة - الاسكندرية
ت : ٤٨٣٥٢٢٤

بسم الله الرحمن الرحيم

هُوَ الَّذِي يُرِيكُمُ الْبَرْقَ خَوْفًا وَطَمَعًا وَيُنشِئُ السَّحَابَ الثِّقَالَ ﴿١٢﴾ وَيُسَبِّحُ الرَّعْدُ بِحَمْدِهِ وَالْمَلَائِكَةُ مِنْ خِيفَتِهِ وَيُرْسِلُ الصَّوَاعِقَ فَيُصِيبُ بِهَا مَن يَشَاءُ وَهُمْ يُجَادِلُونَ فِي اللَّهِ وَهُوَ شَدِيدُ الْمِحَالِ ﴿١٣﴾

صدق الله العظيم

سورة الرعد

تصديـــــــر

علم المناخ هو أحد أفرع الجغرافيا الطبيعية، ويختص بالإشتراك مع علم تضاريس سطح الأرض «الجيومورفولوجيا» فى عرض التحليل الجغرافى للبيئة الطبيعية التى يعيش فيها الإنسان. ويسهم هذا العلم فى بناء الخلفية الأساسية لكثير من العلوم الإنسانية وأفرع الجغرافيا البشرية وبفضل هذه الخلفية المناخية يمكن للباحثين فى أفرع العلوم المختلفة تفسير الظاهرات البشرية المتنوعة على سطح الأرض تفسيراً دقيقاً. وما العوامل الخارجية (التجوية وعوامل التعرية) التى تشكل الظاهرات التضاريسية لأجزاء سطح الأرض إلا وليدة الظروف المناخية وإنعكاساً لها. ولا يخفى علينا لما للظروف المناخية من أثر بارز فى تشكيل أوجه النشاط الاقتصادى للإنسان بل وكذلك فى ملبسه ومسكنه وصحته وقدرته على العمل.

ولا تزال المكتبة الجغرافية فى معظم بلدان الوطن العربى تفتقر إلى المزيد من الدراسات الجادة التى تعالج أصول علم المناخ وقواعده، إلا أن المكتبة الجغرافية المصرية تعد أسعد حظاً نسبياً بما قدمه بعض الرواد فى هذا العلم. ويعد الأستاذ محمود حامد محمد من أوائل الذين أسهموا بحق فى إرساء قواعد هذا العلم فى مصر والعالم العربى. وقد ظهرت بعض دراساته فى عدة كتب مناخية قام بنشرها عندما كان مديراً لمصلحة الأرصاد الجوية فى مصر، ومنها «الظواهر الجوية فى القطر المصرى» فى عام ١٩٢٧، و«مناخ العالم» فى عام ١٩٣٣و«المتيورولوجية» فى عام ١٩٤٦، وعلى الرغم من مرور نحو خمسة وثلاثين عاماً على كتابه الأخير هذا، إلا أنه لا يزال يعد منبعاً فياضاً يستقى منه دارسو علم المناخ.

كما أسهم بعض الباحثين فى مصر فى نشر مزيد من الدراسات المناخية وإظهار أهميتها، ونخص بالذكر هنا الأستاذين محمد جمال الدين

الفندى (١٩٥٦ و ١٩٦٢) وعبد العزيز طريح شرف (١٩٥٦ و١٩٦٣) حيث قدما كتباً جامعية أضاءت أول خطوات الطريق أمام البحوث الجغرافية المناخية . ونتج عن ترجمة بعض الكتب الأجنبية فى الجغرافيا المناخية إلي اللغة العربية تزويد المكتبة الجغرافية العربية ببعض الدراسات الجادة في هذا المجال . ويرجع الفضل في البداية هنا إلي الأستاذين محمد متولى موسى ، وإبراهيم رزقانة حيث قاما بترجمة كتاب « علم المناخ » للأستاذ أوستين ميلر " Austin Miller " Climatology ، وإلى الدكتور عزيز ميلاد قريصة الذى قام بترجمة كتاب « طبيعيات السحب » للأستاذ بيرى فى عام ١٩٦١ " Perrie, D.W " Cloud Physics ، وإلى الدكتور زكى رفلة الرشيدى الذى قام بترجمة كتاب « المناخ والتطور الإقتصادى فى المناطق المدارية » للأستاذ دوجلاس ، فى عام ١٩٦٢ Douglas, H.K.L., "Climat and economic development in the Tropics" ومن بين الدراسات الأخرى التى ساعدت على معرفة الدارس العربى بقواعد علم المناخ دراسات الدكتور يوسف عبد المجيد فايد (١٩٦٣و ١٩٦٤) والدكتور على على البنا (١٩٦٨) والدكتور فهمى هلالى ابو العطا (١٩٧٠) .

أما عن الداسات المناخية الأخرى التى قام بها الباحثون فى بعض بلدان الوطن العربى عدا مصر ، نذكر من بينها دراسات الدكتور جاسم الخلف (١٩٦٥) ، والدكتور مهدى الصحاف (١٩٦٥ و ١٩٧٦) ، كما قام الأساتذة على المياح وحسن الخياط وحسن طه بترجمة كتاب « مناخ القارات » للأستاذ كندرو فى عام ١٩٦٧ . Kendrew, W.G.,"The Climates of the continents" وفى الجمهورية السورية نشر الدكتور عبد الرحمن حميدة كتابه « علم المناخ » فى عام ١٩٦٨ .

ولا يدعى المؤلف بتقديمه هذا الكتاب أسبقيته فى وضع حجر اساس للدراسات المناخية فى عالمنا العربى ، ولكنه يبغى من تقديم هذه الدراسة عرضها بصورة علمية مطورة ومبسطة فى نفس الوقت.كما يهدف المؤلف إلى إظهار الأهمية التطبيقية لعلم المناخ التطبيقى ، ومعالجة كثير من المشكلات المناخية التى لم تنل حقها فى بعض الدراسات المناخية السابقة.

ومن ثم يجد القارىء بين صفحات هذا الكتاب محاولات لدراسة مزايا علم المناخ التطبيقى ومشاكله، والإستفادة من نتائج بعض العلوم الطبيعية فى التفسير العلمى لخصائص الإشعاع الشمسى وشدته وقياسه وحساب نورانية الأرض (الألبيدو Albedo)، ومعدل التغير الراسى فى درجة حرارة الغلاف الجوى فى طبقاته المختلفة Lapse rate ودراسة التيارات الهوائية العليا النفاثة Jet streams وما لها من أثر فى نشوء بعض الإضطرابات الجوية، ومشكلة نشأة الرياح الموسمية، ومدى العلاقة بينها، وبين الرياح التجارية.

كما يعرض هذا الكتاب لدراسة بعض التقاسيم الحديثة للأقاليم المناخية على سطح الأرض، وخاصة تقسيم هولدريدج الذى يعرف باسم اقاليم «الحياة الطبيعية» Holdridge's Natural life - zone classification وتقسيم بديكو Budyko لمناطق الرطوبة والجفاف فى العالم، وذلك عن طريق حساب القيمة الفعلية للتساقط Potential Precipitation والقيمة الفعلية للحرارة Temprature Effeciency ونسبة التساقط للبخر P/E ratio، ودرجات الحرارة الحيوية Biotemperature ومعدل القيمة الفعلية للبخر والنتح Potential évapotranspiration ومعامل الرطوبة Moisture Index ومعامل الجفاف Dryness Index.

ويتألف هذا الكتاب الذى يعالج أصول الجغرافيا المناخية من ثلاثة أبواب تضم أربعة عشر فصلاً. ويتكون البا الأول من ثلاثة فصول تعالج تطور الفكر العالمى فى الدراسات المناخية والأهمية التطبيقية للدراسات المناخية، ودراسة الغلاف الجوى الذى يحيط بالكرة الأرضية وإيضاح خصائص طبقاته المختلفة لكونه المعمل الذى تنشأ وتتشكل فيه كل عناصر المناخ.

أما الباب الثانى فيضم ثمانية فصول (من الفصل الرابع حتى الفصل الحادى عشر)، ويختص بالدراسة التفصيلية لعناصر المناخ، ويجد القارىء فيه معالجة جادة للإشعاع الشمسى وحرارة الهواء والضغط الجوى وطرق الرصد الجوى للرياح والعوامل التى تؤثر فى إتجاهها

وسرعتها، ومجموعات الرياح الدائمة والموسمية والمحلية فى العالم. كما تعالج بعض فصول هذا الباب موضوعات لها أهميتها فى الدراسات الجغرافية المناخية وبخاصة نشأة الكتل الهوائية بأنواعها المختلفة، والإنخفاضات الجوية والإرتفاعات الجوية والزوابع المدارية، والرطوبة والبخر والنتح والتكاثف. واختص الفصل الأخير من هذا الباب بدراسة مظاهر التكاثف فى الهواء القريب من سطح الأرض (الندى والصقيع والضباب) وفى الهواء البعيد عن سطح الأرض (البَرَد والثلج والسحب والأمطار).

أما الباب الثالث من هذا الكتاب فيتألف من ثلاثة فصول (من الفصل الثانى عشر حتى الفصل الرابع عشر) ويعالج الفصل الثانى عشر طرائق تقسيم سطح الأرض إلى أقاليم مناخية مع الإشارة إلى التقاسيم الحديثة التى إقترحها بعض الباحثين فى الآونة الأخيرة. فى حين يناقش الفصل الثالث عشر الخصائص العامة للأقاليم المناخية على سطح الأرض. ويعرض الفصل الرابع عشر دراسة تطبيقية للأقاليم المناخية. ولتجنب التكرار عند دراسة الأقاليم المناخية فى قارات العالم قارة بقارة، فقد رأى المؤلف إختيار قارة أوربا ودراستها كنموذج لبقية قارات نصف الكرة الشمالى، وإختيار قارة استراليا ودراستها كنموذج لبقية قارات نصف الكرة الجنوبى.

وقد زود المؤلف كتابه هذا بعديد من الخرائط والأشكال والرسوم البيانية واللوحات الفوتوغرافية حتى يمكن للقارىء أن يتابع مضمونه وموضوعاته فى سهولة ويسر. ويأمل المؤلف أن يكون بكتابه هذا قد ساهم بجهد متواضع فى إثراء الدراسات الجغرافية المناخية فى عالمنا العربى، ووفق فى تحقيق القصد والهدف من هذه الدراسة.

والله وحده ولى التوفيق

أستاذ دكتور حسن أبو العينين

بيروت فى عام ١٩٧٧

مقدمة الطبعة السابعة

يطيب للمؤلف أن يقدم للقارىء العربى هذه الطبعة السابعة من كتاب أصول الجغرافيا المناخية فى ثوب جديد وذلك بعد أن قام بتجديد مضمونها تجديداً شاملاً عما سبق أن جاء فى طبعاته السابقة. وقد قام المؤلف بتزويد هذه الطبعة بالبيانات والمعلومات الحديثة ويعرض للأساليب العلمية المطورة والمستخدمة حالياً فى الدراسات المناخية المعاصرة. ومن ثم تضمن الفصل الأول من الكتاب إضافات عن إستخدام التقنيات الحديثة فى دراسة علم المناخ، وأهمية دراسات الاستشعار من بعد (المرئيات الفضائية للأقمار الصناعية المناخية) فى تحليل خصائص الغلاف الجوى.

وأضاف المؤلف فى الفصل الثالث من هذا الكتاب معلومات جديدة حول قضايا مناخية مهمة من بينها تلوث الغلاف الجوى والأمطار الحمضية وثقب الأوزون. واحتوى الفصل الرابع معلومات عن مورفولوجية الشمس وخصائصها العامة على أساس انها المصدر الرئيسى لحرارة الغلاف الجوى.

وعند دراسة عواصف الرعد والبرق فى الفصل التاسع من هذا الكتاب، أضاف المؤلف معلومات جديدة عن الصواعق، فى حين إشتمل الفصل الحادى عشر على دراسات تطبيقية متعمقة عن التحليل الكمى للأمطار، وعن الإستمطار او طرائق إسقاط المطر الإصطناعى.

ويأمل المؤلف أن يكون الكتاب فى هذه الصورة الجديدة موفقاً فى إلمام القارىء باستخدام التقنيات الحديثة فى الدراسات المناخية، وتعريفة بالقضايا المناخية المهمة التى تختص بالغلاف الجوى للكرة الأرضية.

والله ولى التوفيق ...

أ.د حسن أبو العينين

مدينة العين فى يوم ٢١/١١/١٩٩٥

البـــاب الأول

علم المناخ وتطوره وأهميته التطبيقية
والخصائص العامة للغلاف الجوى

الفصل الأول : علم المناخ وتطوره.

الفصل الثانى : الأهمية التطبيقية للدراسات المناخية.

الفصل الثالث : الغلاف الجوى للكرة الأرضية.

الفصل الأول
علم المناخ وتطوره

علم المناخ Climatology هو أحد أفرع الجغرافيا الطبيعية [1] Physical Geography، ويختص بدراسة ظاهرات ليس للإنسان دخل فى تكوينها أو نشأتها، وتتمثل هذه الظاهرات فى الغلاف الجوى Atmosphere الذى يحيط بالكرة الأرضية عامة وبقسمه الأسفل الذى يلامس سطح الأرض خاصة. وينتج عن تفاعل الغلاف الجوى (تبعاً لسقوط الأشعة الشمسية على سطح الكرة الأرضية ومرورها عبر الغلاف الجوى) مع الأغلفة الطبيعية الأخرى للكرة الأرضية والتى تتمثل فى الغلاف المائى Hydrosphere والغلاف الصخرى Lithosphere والغلاف النباتى[2]، حدوث تنوع كبير فى درجات حرارة الهواء الملامس للأجزاء المختلفة من سطح الأرض، ومن ثم إختلاف كبير كذلك فى مقدار الضغط الجوى وإتجاه الرياح وسرعتها وكمية الأمطار الساقطة من جزء إلى أخر على سطح الأرض. وتبعاً لتنوع هذه العناصر الجوية Elements of the Atmosphere أو بمعنى أخر العناصر المناخية Climatic Elements تتنوع حالة المناخ

---

(١) تتعلق دراسات الجغرافيا الطبيعية بالظاهرات الطبيعية (التى ليس للإنسان دخل فى نشأتها) والتى تتمثل فوق قشرة الأرض وما يقع فوقها من غلاف غازى. ومن ثم تهتم هذه الدراسات بمعرفة الخصائص العامة لكل من الغلاف الصخرى والغلاف المائى، وقد تعرض كذلك لدراسات جغرافية النباتات الطبيعية Natural Vegetation وجغرافية الحيوانات البرية .Natural Animal Geography

(٢) يختلف الغلاف النباتى عن بقية الأغلفة الأخرى لكوكب الأرض فى أن له دورة نمو، فالأشجار تنمو وتكبر ثم تذبل وتموت، ومن ثم يشير بعض الجغرافيين إلى الغلاف النباتى على أنه جزء من مضمون علم الجغرافيا الحيوية Biogeography.

Climatic Condition من مكان إلى آخر على سطح الأرض[1].

ولا يستطيع الباحث أن يحدد حالة المناخ فى منطقة ما من سطح الأرض إلا بدراسة طبيعيات الغلاف الجوى Physics of the Atmosphere ورصد التغيرات اليومية لعناصره المختلفة، ثم حساب المتوسطات الشهرية والسنوية لهذه العناصر، وذلك لمدة لا تقل عن ٣٥ عاماً حتى يمكن معرفة الصورة العامة لحالة المناخ لأى منطقة ما من سطح الأرض.

ويختص علم الأرصاد الجوية[2] Meteorology بدراسة التغيرات اليومية لعناصر الغلاف الجوى عن طريق رصد وقياس درجة حرارة الهواء والضغط الجوى وإتجاه الرياح وسرعتها، وكميات التساقط خلال ساعات اليوم الواحد (أى خلال ٢٤ ساعة) لأى مكان على سطح الأرض. ومن تحليل هذه البيانات الطقسية المسجلة يومياً يمكن معرفة حالة الطقس اليومى Daily Weather Condition بل والتنبوء بما سيكون الطقس عليه فى خلال يومين لاحقين. وتهم هذه البيانات العاملين فى شئون الملاحة الجوية والملاحة البحرية والمختصين بتأمين حالة السير والنقل فوق الطرق البرية تحت الظروف الطقسية المتنوعة، والعاملين فى الشئون الزراعية خاصة هؤلاء الزراع الذين يشتغلون فى مناطق ذات طقس متقلب مما قد يؤثر فى حجم إنتاجهم الزراعى وفى كفاءة العمليات الزراعية المتعددة التى يقومون بها. كما يهتم كل من الرحالة والمغامرين ومتسلقى الجبال وكثير من وحدات الجيوش الحديثة والقائمين بالخدمات العامة فى المدن الكبرى (الإضاءة والكهرباء والمواصلات السلكية واللاسلكية والصرف الصحى

---

(١) Howard,J. Critchfield. "General Climatology". Prentice-Hall, New Jersey, 2ed edi (1966) P.3-13.

(٢) تعبير علم (الأرصاد الجوية) Meteorology مشتق من اللغة الإغريقية حيث أن كلمة Meteors تدل على «الأشياء العليا» مثل الكواكب والنجوم، وقد كان الإغريق يدرسون مناخ الأرض ضمن دراستهم لحركة الكواكب والنجوم فى الفضاء. أما كلمة Logos فمعناها بالإغريقية «علم» وتعبير «علم المناخ» Climatology مشتق كذلك من اللغة الإغريقية، حيث أن كلمة Klima تدل على الإنحدار الإفتراضى لسطح الأرض.

والنقل ...) بتتبع التغيرات الطقسية اليومية لما قد يكون لها من أثر فى كفاءة تأديتهم لأعمالهم.

ويهتم المختصون فى شئون الرصد الجوى اليومى، ومصالح الأرصاد الجوية بدراسة علم الأرصاد الجوية Meteorology للتعرف على الخصائص الدقيقة لطبيعيات الجو وظواهره، وعلى التغيرات اليومية لقيّم العناصر الجوية المختلفة.

أما علم المناخ Climatology فهو ذلك العلم الذى يدرس حالة العناصر الجوية فى منطقة ما من سطح الأرض عن طريق حساب متوسطات متغيراتها وقيمها خلال مدة لا تقل عن ٣٥ عاماً[١]. وعلى ذلك فالمناخ ليس هو مجرد متوسطات حسابية Statistical Averages للعناصر الجوية بل تعبر حساب هذه المتوسطات عن الحالات الجوية Atmospheric Conditions التى تتمثل فوق أجزاء سطح الأرض المختلفة. وإذا إحصت الدراسات المناخية بدراسة الظاهرات المناخية لأجزاء واسعة من سطح الأرض، ومعرفة الملامح العامة لهذه الظاهرات، فإن هذه الدراسة تدخل ضمن علم المناخ العام Macro - Climatology. أما إذا إختصت الدراسات المناخية بدراسة الحالات المناخية لمناطق محدودة جداً من سطح الأرض مثل مناخ المدن Town Climate ومناخ المناطق الصناعية فإن هذه الدراسة تدخل ضمن علم المناخ التفصيلى Micro-Climatology. ويهتم الجغرافيون بدراسة علم المناخ Climatology لما لحالات المناخ المختلفة من أثر كبير فى صحة الإنسان ونشاطه وملبسه ومأكله ومسكنه وطبيعة عمله وأنواع الحرف التى يقوم بها، كما تؤثر حالات المناخ كذلك فى التوزيع الجغرافى للنباتات الطبيعية على سطح الأرض وتنوع العائلات النباتية والحيوانية من مكان إلى آخر، وللظروف المناخية المتنوعة أثرها الكبير فى نوع الغلات التى يقوم الإنسان بزراعتها تحت هذه الظروف ومن ثم فى توطنها

---

(١) De Martonne, E., "Traite de geographie physique" Neuvieme edition, Paris (1957) P.107.

الزراعى، وفى طرق النقل وكثافتها والمواصلات وفى التوطن الصناعى والتخطيط العمرانى بل وفى المظهر الجيومورفولوجى والأهمية الإستراتيجية لأجزاء سطح الأرض المختلفة. ومن ثم إهتمت الدراسات جغرافية المعاصرة بما يعرف اليوم باسم علم المناخ التطبيقى Applied Climatology وسنشير فى دراستنا هذه للإطار العام لهذا العلم الحديث.

علم المناخ التطبيقي: Applied Climatology

بروزت أهمية علم المناخ التطبيقى بعد الحرب العالمية الثانية حيث أظهرت الحرب ضرورة جمع المعلومات والبيانات الطقسية واستخدامها فى الوحدات الجوية والبحرية والبرية للجيوش وضرورة الاستعانة بهذه المعلومات الخاصة عى الطقس اليومى عند التخطيط للعمليات الحربية. وهكذا ظهرت بعض المؤلفات العلمية العسكرية التى تعالج النتائج العملية المباشرة لعلم المناخ التطبيقى ومن أظهرها كتابات الأستاذ ودرو جاكوب فى عام ١٩٤٧ Woodrow Jacobs

وتتركز الوسائل التى يستعين بها علم المناخ التطبيقى على البيانات المتيورولوجية Meterological data التى ترصد كل ساعة من ساعات كل يوم بمحطات الأرصاد الجوية المنتشرة فى معظم أنحاء العالم. ولا يقتصر عمل باحث علم المناخ التطبيقى Applied Climatologist على عرض ملخصات لهذه البيانات المتيورولوجية او حساب المتوسطات اليومية لعناصر الجوية المختلفة، بل كثيراً ما يحتاج باحث علم المناخ التطبيقى إلى بيانات تفصيلية لها أثارها المباشرة فى إيجاد الحلول المرضية للمشاكل المتيورولوجية التطبيقية التى يعرض لها هذا الباحث بالدراسة(٢). فقد يهتم المتيورولوجى التطبيقى بايجاد معلومات تفصيلية عن الندى Dew وتركيب التساقط Composition of Precipitation، ومعرفة وزن الثلج Weight of Snow الساقط، ومدى سرعة إنصهاره ومدى سرعة التجمد فوق الأسطح

(١) Woodrow Jacobs, "Wartime developments in Applied Climatology", 1947.

(٢) Mather, J. R., "Climatology, Fundamentals and Applications" Mc-Grew-Hill, N. Y. (1974. P.4-5.

المكشوفة، ومتوسط عمق المناطق المتجمدة من سطح التربة، والمحتوى الرطوبي للتربة Soil moisture content وحساب التبخر والنتح Evapotranspiration وتوزيع الهواء الرأسي ومدى سرعة صعوده إلى أعلى وأثر كل ذلك على التوازن الحراري Heat Balance. وكثير من هذه البيانات نقاط قد لا يهتم بدراستها باحث علم المناخ العام.

وعلى ذلك يتلخص عمل باحث علم المناخ التطبيقي في النقاط التالية:

أ- تفسير البيانات الطقسية، وخاصة تلك التي تختص بالمشاكل التي يقوم بدراستها.

ب- الاستعانة ببعض البيانات الطقسية الأخرى والتي يمكن الحصول عليها Available وذلك لمعرفة بعض البيانات الطقسية التي تتطلبها الدراسة Required، وفي نفس الوقت من الصعب الحصول عليها بصورة مباشرة.

جـ- إضافة بعض البيانات الطقسية الناقصة في بيانات منطقة ما Missing data، معتمداً في ذلك على خبرته السابقة المكتسبة في الأبحاث التطبيقية، أو على بيانات طقسية لمناطق أخرى متشابهة الظروف الطقسية. ويتوقف نجاح باحث علم المناخ التطبيقي على إيجاد صلة الربط بين كل من المعلومات التي يمكن الحصول عليها وتلك المطلوبة لخدمة الأغراض التطبيقية(1).

وعلى ذلك فإنه يلزم باحث علم المناخ التطبيقي أن ينسق بين المعلومات والبيانات الطقسية والمناخية المختلفة بحيث تساهم في النهاية في وضع الحلول العملية لمتطلبات الأغراض التطبيقية المختلفة. أو بمعنى آخر فإن على باحث علم المناخ التطبيقي اكتشاف أثر الظروف الطقسية والمناخية في النواحي التطبيقية المختلفة، ثم عليه أن يوضح كيفية

(1) Mather, J. R., "Climatology, Fundamentals and Applications' Mc-Grew-Hill, N. Y. (1974. P.5.

الاستفادة من هذه الظروف الطقسية والمناخية فى إختيار مواقع الإنتاج ووسائل زيادته وتجنب الأخطار التى قد تقع بسبب تغير الظروف الطقسية. وعلى ذلك تظهر أهمية دراسات علم المناخ التطبيقى عند إختيار مواقع المطارات (بحيث لا تكون مثلاً فى مناطق تتأثر بشدة بحدوث الضباب أو تتعرض دائماً للعواصف الرملية ..) وتبرز أهمية هذا العلم كذلك بالنسبة للأغراض العسكرية المتنوعة. وتعتمد القوات العسكرية للولايات المتحدة الأمريكية على مركز مناخى Climatic Center خاص بها، يزودها بالبيانات الخاصة عن الطقس وتحليل حالات المناخ على سطح الأرض. وعلى سبيل المثال احتاج قادة الجيش فى الولايات المتحدة الأمريكية إلى معلومات مناخية تتعلق بمدى حدوث العواصف الثلجية على طول الساحل الشمالى الغربى للبلاد وأثر ذلك فى الملاحة الجوية وإنشاء خطوط المواصلات السلكية لخدمة الأعمال العسكرية المختلفة التى يقوم بها سلاح الإشارة فى الجيش الأمريكى. واقترح مهندسو الجيش فى البداية إنشاء محطة إرسال قوية تتصل ببقية خطوط الإرسال Power transmission Lines فى المنطقة. وعند عرض المشكلة على باحثى علم المناخ التطبيقى إقترحوا لحل هذه المشكلة ما يلى:

١- حساب مدى تجمع الثلج المتساقط فوق أسلاك الإتصال بعد كل عاصفة ثلجية فى هذه المنطقة.

٢- حساب ثقل الثلج وسمكه ،حجمه حتى يمكن للمختصين استخدام أسلاك بسمك مناسب وصلابة معينة حتى تتناسب خصائص هذه الأسلاك مع ثقل الثلج الواقع عليها.

٣- معرفة الإتجاه السائد للرياح وأثر ذلك فى توجيه ميل الثلج المتساقط، وتساهم هذه الملاحظات فى تحديد إتجاهات خطوط الإتصالات السلكية بحيث تواجه أخطار اقل كمية ممكنة من الثلج المتساقط.

ومن ثم يتبين أن التقرير النهائى لهذه المشكلة لا يعد تقريراً مناخياً،

بل هو فى الواقع عبارة عن بحث تطبيقى يحدد أنسب الوسائل التى يمكن إتباعها عند تصميم نماذج خطوط الإتصالات السلكية Transmission line designe فى المناطق التى تتعرض لتساقط الثلج.

وقد لخص الأستاذ ان لاندسبرج وجاكوب (1951) Landsberg and Jacobs أربع مجموعات رئيسية من المشاكل العديدة التى تواجه الباحث فى علم المناخ التطبيقى[1] وتتلخص هذه المشاكل فيما يلى:

١- مشاكل تتعلق باختيار أنسب النماذج وتحديد خواص الآلات والمواد.

The desinge and specification of equipment and material.

٢- مشاكل تتعلق باختيار مواقع الإنتاج، وبمدى إستخدام الموارد والإمكانات المحلية فى المنطقة لخدمة هذا الإنتاج كما هو الحال عند إختيار مواقع توليد الطاقة الكهرومائية.

٣- مشاكل تتعلق بالتخطيط للعمليات المختلفة The planning of operations فعند إختيار الموقع اللازم لعمليةما، يعرض علم المناخ التطبيقى لأثر الظروف المناخية على كفاءة مراحل بناء هذه العملية خلال أشهر السنة المختلفة، وعلى عمليات نقل مستلزمات البناء والإنتاج إلى هذا الموقع. ويجب أن يحدد علم المناخ التطبيقى مدى أثر الظروف الطقسية خلال أيام فصول السنة المختلفة فى تعطل عمليات البناء وتوقفها عن العمل.

٤- مشاكل تتعلق بأثر المناخ على الأنشطة الحيوية Biological activities فإذا كانت المحاصيل الزراعية تتأثر قليلاً باختلاف درجات الحرارة وبكمية الأمطار الفصلية الساقطة، وبكمية الأشعة الشمسية، وبمدى حدوث الصقيع، إلا أن للظروف المناخية أثرها الكبير فى ضرورة إختيار الإنسان لأنسب أنواع البذور التى تلائم هذه الظروف المناخية،

(1) Landsberg, H. E. and jacobs, W. C., "Applied Climatology, in T. F. Malone "Compendium of meteorology", Amer. Metro. Soc., Boston (1951) P.976-992.

واختيار الوقت المناسب لمراحل إنبات المحاصيل المختلفة وجمعها وحصدها ومدى مقاومة النباتات للأمراض الناتجة بفعل التغيرات الطقسية والتي قد تؤدي إلى هلاك المحاصيل الزراعية.

تطور معرفة الإنسان بعلمي الأرصاد الجوية والمناخ:

على الرغم من حداثة معرفة الإنسان بعلمي الأرصاد الجوية والمناخ إلا أنه منذ يوم ميلاده على سطح الأرض كان يفكر في تغير حالات الطقس اليومية، كما أرهقته التغيرات الجوية الخطيرة عن زمهرير بارد تارة وهجير ساخن تارة أخرى. واستعان الإنسان بالخرافات عند تفسيره لبعض التغيرات الجوية الفجائية وإكتشافه لخبايا الغلاف الجوى وأسراره Atmosphereic misterics مثل حدوث الأعاصير والإنخفاضات الجوية وعواصف الرعد والبرق والعواصف الرملية والرياح الصرصر العاتية، وسقوط الأمطار الغزيرة الفجائية. وأعتقد الإنسان قديماً بأن هناك آلهة يختص كل واحد منها بتنظيم ما يحدث في الغلاف الجوى من تغيرات. فقد عبد الفراعنة الشمس وإعتبروها إلهاً عرف باسم «رع» أو إله الشمس «آتون» وهو المسئول في نظرهم عن سقوط الإشعاع الشمسي على سطح الأرض وبعث الحياة في كل الكائنات الحية على هذا السطح. واعتبر الأغريق الإله بورياس Boreas هو المسئول عن هبوب الرياح الشمالية، في حين كان الإله بلوفيوس Pluvius هو إله المطر عند الرومان، وثور Thor هو إله الرعد عند قبائل وجماعات شمال أوربا -النورس Norse- ولا تزال كثير من الجماعات البدائية التي تعيش في أواسط أفريقيا تعتمد على قدرات ساحر القبيلة في إسقاطه للأمطار خاصة إذا ما تأخر موعد(موسم الفصل الممطر في هذه الأقاليم(١).

ومع ذلك فقد كانت هناك بعض المحاولات الجادة التي حاولت تفسير بعض الظاهرات الجوية خلال الفترات التاريخية القديمة. فيعزى الفضل

(1) Howard, J. Critchfield, "General Climatology", Prentice-Hall, New Jersey, 2ns edi. (1966) P.3-7.

للأشوريين فى وضع نظام قياس الزمن وترتيب الفصول، وهم أول من فكر فى التنبوء بتغيرات الجو. وفى القرن الخامس قبل الميلاد قسم بارمنيدس Parmenides سطح العالم إلى خمسة أقاليم مناخية كبرى. فى حين أهتم هيبوقراط Hippocrates بأثر الظروف المناخية فى صحة الإنسان وفى تنوع الأمراض التى يتعرض لها، ووضع هيبوقراط أساسيات علم المناخ الطبى Medical Climatology، وذلك فى كتابه الذى أصدره عام ٤٠٠ق.م وعرف باسم «الهواء والمياه والأماكن» Air, Waters and Places. وقد ساعد هذا الكتاب الفيلسوف الأغريقى أرسطو فى كتابة موسوعته عام ٣٥٠ق.م عن حالات الطقس Aristotlés Meteorologica، كما أقام الإغريق[1] فى القرن الثانى قبل الميلاد برجاً فى أثينا عرف باسم «برج الرياح» له ثمانية أوجه ومحفور على كل وجه منها نوع الرياح التى تهب على هذا الوجه أما أقدم مقياس للمطر فلم يعرف إلا فى عام ١٤٤٢ق.م واكتشف فى الصين.

التراث الجغرافى الإسلامى وعلم المناخ:

يرى كثير من الكتاب الأوربيين أن علم المناخ من العلوم الحديثة ويرجعون الفضل كله للعلماء الأوربيين فى أسباب تطوره ويغفلون تماماً ما أسهم به التراث الجغرافى الإسلامى فى ترسيخ مبادىء هذا العلم. فخلال فترة إضمحلال العلوم فى القارة الأوربية إبان العصور الوسطى المظلمة شهدت البلدان العربية الإسلامية تطوراً كبيراً فى العلوم ونهضة شاملة فى الفكر وذلك بفضل تعاليم الدين الإسلامى الحنيف. فتحث أيات كثيرة من القرأن الكريم الإنسان إلى طلب العلم والتعرف على الكون ويقول عز وجل «هل يستوى الذين يعلمون والذين لا يعلمون...»، «إنما يخشى الله من عباده العلماء ...»، «وتلك الأمثال نضربها للناس وما يعقلها إلا العالمون...» وتتحدث ايات كثيرة من القرآن الكريم عن الشمس

---

(١) أ- محمود حامد محمد «المتيورولوچيا» القاهرة (١٩٤٦) ص٣.
ب- محمود حامد محمد «الظواهر الجوية فى القطر المصرى» القاهرة (١٩٢٧) ص٣-٤

والقمر والليل والنهار والضحى والفجر والسماء والطارق وإن لله ملك السموات والأرض وذلك ليفكر الإنسان فى عظمة قدرة الخالق عز وجل وليقترب بعقله وقلبه معاً إلى الله سبحانه وتعالى كلما إزداد الإنسان علماً. ومن آيات القرآن الكريم التى تضىء للإنسان إشارات منيرة ليتفهم بها الظروف المناخية التى يعيش فيها «الله الذى يرسل الرياح فتثير سحاباً فيبسطه فى السماء كيف يشاء....» سورة النور ٤٨، «ألم تر أن الله يزجى سحاباً ثم يؤلف بينه، ثم يجعله ركاماً، فترى الودق يخرج من خلاله وينزل من السماء من جبال فيها من برد فيصيب به من يشاء ويصرفه عمن يشاء، يكاد سنا برقه يذهب بالأبصار» سورة النور ٤٣ «وأرسلنا الرياح لواقح فأنزلنا من السماء ماء فأسقيناكموه وما أنتم له بخازنين» سورة الحجر٢٢[١]، «هو الذى يُريكم البرق خوفاً وطمعاً وينشىء السحاب الثقال، ويسبح الرعد بحمده، والملائكة من خيفته ويرسل الصواعق فيصيب بها من يشاء وهم يجادلون فى الله وهو شديد المحال» سورة الرعد. ١٢-١٣.

وكان نتيجة لعبور الثقافة اليونانية القديمة إلى الثقافة العربية عن طريق السريان الذين إحترفوا أعمال الترجمة ولانتشار الدين الإسلامى الحنيف فى ربوع واسعة من العالم وظهور فئة من علماء المسلمين الذين جابوا البلاد وشاهدوا أحوال السكان فى بلدان العالم إذدهرت العلوم ونضج الفكر وأسهمت الثقافة العربية الإسلامية فى تطور الفكر العالمى فى مختلف العلوم[٢].

---

(١) للدراسة التفصيلية فى هذا الشأن راجع:

أ- حسن أبو العينين «الإعجاز العلمى فى القرآن - القرآن الكريم والجغرافيا الفلكية - مع آيات الله فى السماء» الجزء الأول مطبعة العبيكان - السعودية - الرياض (١٩٩٦).

ب- حسن أبو العينين «الإعجاز العلمى فى القرآن - القرآن الكريم والجغرافيا الطبيعية - مع آيات الله فى الأرض» الجزء الثانى مطبعة العبيكان - السعودية - الرياض (١٩٩٦).

(٢) د. محمد محمود الصياد «منهج المسلمين فى البحث الجغرافى» بحث قدم إلى المؤتمر الجغرافى الإسلامى الأول - الرياض - ١٩٧٩.

فاستخدم علماء العرب الأبرة المغناطيسية والأسطرلاب فى تحديد الإتجاهات أو قياس إرتفاع النجوم الثابته[١] وعرف العرب ظاهرة قوس قزح وقام قطب الدين الشيرازى بشرح كيفية تكوينه فى كتابه نهاية الإدراك. بينما عرض الحسن بن الهيثم لدراسة إنكسار الأشعة الضوئية الساقطة من الأجرام السماوية ووصولها إلى سطح الأرض. كما يعد العرب أول من راقبوا تغير أوج الشمس وأقاموا اول محطات للأرصاد الجوية حيث أمر الخليفة المأمون ببناء مرصدين أحدهما يقع على جبل قيسون بدمشق والآخر يقع فى منطقة الشماسية ببغداد لقياس الظواهر الجوية المختلفة.

وعند دراسة التراث الجغرافى الإسلامى يتبين مقدار ما أسهم به هذا التراث فى تقدم علم المناخ وتطوره. فقد ميز العرب اكثر من مائة وخمسين إسماً لأنواع السحب، وأشاروا إلى أربعة وثمانين إسماً مختلفاً لأنواع المطر. وإهتم الأصطخرى[٢] بدراسة الأقاليم المناخية وقسم بلاد فارس إلى إقليمين مناخيين أحدهما إقليم المناخ البارد «الصرود» والآخر إقليم المناخ الحار «الجروم».

وعنى المسعودى[٣] بدراسة العوامل التى تؤثر فى تنوع الظروف المناخية من إقليم لآخر، وحدد هذه العوامل فى أربع هى النواحى (ويقصد بها الموقع) والإرتفاع والإنخفاض (المنسوب)، ومجاورة النواحى للجبال والبحار وطبيعة تربة الأرض (يقصد بها التضاريس).

وإهتم الكتاب والرحالة العرب بدراسة الغلاف الغازى الذى يحيط بكوكب الأرض، وقاموا بتصنيفه رأسياً إلى عدة طبقات فالطبقة العليا منه والتى يقع القمر فوقها ترتفع فيها درجة حرارة الهواء وتتناثر فيها بقايا

---

(١) د. عبد الله يوسف الغنيم، د. طه جاد «الجغرافيا العربية» تأليف ضياء الدين علوى (متحقق) الكويت١٩٨٠ ص٢١٣.

(٢) الأصطخرى، أبو إسحاق إبراهيم محمد «المسالك والممالك» تحقيق الدكتور محمد جابر الحينى، القاهرة ١٩٦١.

(٣) المسعودى، أبو الحسن على بن الحسين «مروج الذهب ومعادن الجوهر» اربعة أجزاء – مطبعة القاهرة ـ ١٩٥٨ جزء (١) ص٢٦.

الشهب ومن ثم فهى نار سموم وعرفت باسم طبقة الإثير، والطبقة الوسطى من الغلاف الغازى عرفت باسم طبقة الزمهرير حيث أنها أصل منطقة نشوء العواصف أما الطبقة السفلى من الغلاف الغازى القريبة من سطح الإرض فتعرف باسم طبقة النسيم ويتميز هواء هذه الطبقة باعتداله(١).

وميز أخوان الصفاء بين الهواء والرياح، فالأول منهما هو الهواء فى حالة السكون بينما إذا تحرك الهواء يصبح رياحاً وذلك فى قولهم «واعلم أن الريح ليست شيئاً سوى تموج الهواء بحركته إلى الجهات الست...» وشرح أخوان الصفاء فى كتاباتهم كل من عمليات التكاثف وحدوث التساقط وعواصف الرعد والبرق وعن الظاهرة الأخيرة ذكر أخوان الصفاء «أما البرق والرعد فإنهما يحدثان فى وقت واحد، ولكن البرق يسبق الأبصار قبل الصوت إلى المسامع لأن أحدهما روحانى الصورة وهو الضوء والآخر جسمانى وهو الصوت»(٢).

وشرح القزوينى بشىء من التفصيل فى كتابه عجائب المخلوقات بعض العمليات والظواهر المناخية وخاصة الرياح وتصاعد بخار الماء وتكوين السحب والأمطار والبَرَدَ والثلج وحدوث الرعد والبرق والصواعق. وعن أسباب هبوب الرياح يقول القزوينى «وأما كيفية حدوثها فإن الأدخنة التى تصعد من الأرض من تأثير الشمس وغيرها إذا وصلت إلى الطبقة الباردة، إما أن ينكسر حرها وإما أن تبقى على حرارتها، فإن إنكسر حرها تكاثفت وقصدت النزول فيموج بها الهواء فيحدث الريح وإن بقيت على حرارتها تصاعدت إلى كرة النار المتحركة بحركة الفلك فتردها الحركة

---

(١) أخوان الصفاء، الرسالة الخامسة، ص٦٥ – طبعة دار بيروت.

(٢) المرجع السابق ص٧٥.

(٣) القزوينى محمد محمود «عجائب المخلوقات، وغرائب الموجودات» طبعة القاهرة ١٩٦٦ص٦٢

الدورية إلى أسفل فيموج بها الهواء فيحدث الريح[٢].

وقسم العرب[١] الرياح إلى نوعين أحدهما رياح لطيفة وأخرى ريح عاصفة وكل منهما ينقسم إلى أربعة أقسام ثانوية فاقسام الرياح اللطيفة الرحمة هى المبشرات والنُشر والمرسلات والرخاء، واقسام الريح العاصفة العذاب هى العاصف والقاصف (وهما فى البحر) والعقيم والصرصر (وهما فى البر).

وحسب ما ذكر فى أساطير العهد القديم نجد ان هناك وعيداً بالعناصر الطبيعية وتخويف الإنسان منها، فالبحر يرتبط بالشر والغدر والأرض باللعنة والعذاب والآله يسكن هامات الجبال، وينتقل مع الضباب والرياح، أى أن هناك تلابساً بين الآله والطبيعة. أما القرآن الكريم فقد برأ من ذلك وحبب الطبيعة إلى الإنسان وقربه منها وجعل بينهما إنسجاماً ومحبة والفة، فالبحر نعمة ورحمة وبركة والأرض مسكن الإنسان وكل ما عليها وما فيها وما حولها مسخر لمنفعته.

والصلة التى تربط بين الرياح والإنسان فى القرآن الكريم هى صلة الرحمة والخير والمنفعة، ولذلك جاء وصف الرياح على أنها «بشرى» وشفعها الله عز وجل. بانزال الماء الطاهر المبارك من السماء.

وحدد القرآن الكريم إستعماله لألفاظ عناصر الطبيعة تحديداً دقيقاً لا نجده فى غيره، ففرقت آياته بين «الرياح» الطيبة وبين «الريح» العاصف العاتية. والرياح جمع ريح، وجاءت فى القرآن مجموعة مع الرحمة، ومفردة مع العذاب إلا فى سورة يونس فى قوله تعالى: «وجرين بهم بريح طيبة». وفى الحديث كان رسول الله ﷺ إذا هبت ريح يقول «اللهم إجعلها رياحاً ولا تجعلها ريحاً». وقد إستقى الكتاب المسلمون الأوائل الكثير من المعلومات التى كان يجهلها الإنسان من آيات القرآن الكريم.

وأشار إبن خلدون[٢] فى مقدمته المشهورة إلى حركة الشمس

---

(١) شهاب الدين النويرى «نهاية الأرب فى فنون الأدب» دار الكتب المصرية ١٣٤٢هـ، ١٩٢٣ السفر الأول ص٩٥.

(٢) إبن خلدون، عبد الرحمن بن محمد ابن خلدون، تحقيق الدكتور على وافى فى اربعة أجزاء، القاهرة ١٩٥٧.

الظاهرية وتعامدها على خط الإستواء خلال فصل الربيع والخريف (الإعتدالين) وأثر ذلك فى إختلاف درجة حرارة الهواء من مكان إلى آخر ومن فصل إلى آخر على مدار السنة وذلك فى قوله «إن المسامتة فى خط الإستواء تكون مرتين فى السنة عند نقطتى الحمل والميزان، وإذا مالت فغير بعيد ولا يكاد الحر يعتدل فى آخر ميلها عند رأس السرطان والجدى...».

هذا وقد جمع البلخى بعض المعلومات المناخية التى سردها كثير من الرحالة المسلمين عن الأحوال المناخية فى بلدان العالم الإسلامى والبلدان الأخرى وقام بعمل أول أطلس مناخى عربى يتناول فيه خصائص مناخ البلدان بالشرح والصورة وذلك فى عام ١٥٢١[(١)].

مرحلة إختراع أدوات الرصد الجوى والتسجيل الآلى للبيانات الطقسية وأثر ذلك فى تطور عمليات الرصد الجوى وعلم المناخ:

منذ القرن السادس عشر وبداية القرن السابع عشر الميلاديين بدأ الإنسان يفكر فى صناعة آلات تساعده فى رصد وتسجيل التغيرات اليومية لظاهرات وعناصر الغلاف الجوى. فقد نجح جاليليو Galileo (الذى إكتشف المنظار الفلكى المكبر) فى إكتشاف الترمومتر الحرارى Thermometer فى عام ١٥٩٣، فى حين صنع تورشيلى Toricelli (أحد تلاميذ جاليليو) البارومتر الزئبقى Mercurial Barometer فى عام ١٦٤٣ لقياس الضغط الجوى[(٢)].

ونجح الإنسان فى صناعة العديد من الآلات والأجهزة التى ساهمت فى تسجيل كل ما يتعلق بطبيعيات الجو وظواهره، وعرف الإنسان عمليات حساب المتوسطات اليومية والشهرية لدرجات الحرارة وكميات المطر اليومى والفصلى لأجزاء سطح الأرض، وإيضاح كل هذه المعلومات

---

(١) د. محمد محمود محمدين «التراث الجغرافى الإسلامى» - دار العلوم للطباعة والنشر ١٤٠٤هـ ١٩٨٤ ص٢١١.

(٢) Petterssen, S., "Introduction to meteorology", Mc Graw-Hill, N.Y. (1969)P.15-18.

على الخرائط المناخية Clim atological Maps. ومن بين أقدم هذه الخرائط المناخية تلك التى قام بانشائها عالم الفلك البريطانى أدموند هالى Edmund Halley فى عام ١٦٨٦ وذلك عند دراسته للرياح التجارية والرياح الموسمية فى جنوب شرقى أسيا(١) وترجع أقدم قراءات للبيانات المناخية فى الولايات المتحدة الأمريكية إلى عام ١٦٤٤ وذلك عندما انشأ جون كامبانيوس John Campanius خريطة للطقس فى قلعة سويدس Swedes Fort بحوض نهرديلاوير Delaware. ثم استخدم دكتور جون لينج Dr. Jhon Lining الترمومتر الفهرنهيتى لتسجيل درجة حرارة الهواء فى شارلستون بكارولينا الجنوبية فى عام ١٧٣٨. وإهتمت الهيئات الطبية فى الولايات المتحدة الأمريكية باصدار النشرات الخاصة بحالة الطقس اليومى خلال هذه الفترة(٢).

وخلال الفترة الممتدة من القرنين الثامن عشر إلى التاسع عشر الميلاديين بدأت حكومات دول العالم المختلفة فى إنشاء محطات الأرصاد الجوية، وذلك لرصد وتسجيل التغيرات الطقسية ومعرفة تغير حالة الجو بين يوم وأخر. كما ساعد إستخدام التلغراف والوسائل السلكية منذ عام ١٨٣٠ على تبادل بيانات الرصد الجوى بين محطات الأرصاد الجوية المختلفة. وبلغ عدد محطات الرصد الجوى فى عام ١٨٠٠ حوالى ١٢ محطة فى أوربا وخمس محطات فقط فى الولايات المتحدة الأمريكية. ومن بين أقدم خرائط الطقس اليومية فى أوربا تلك التى قام بها بايز – بالو - Buys Ballot فى هولنده عام ١٨٥٢، ثم إكتشف هذا الباحث فى عام ١٨٥٧ قاعدته المشهورة التى تنص على أنه إذا وقف الفرد وظهره موجهاً لقدوم الرياح (فى نصف الكرة الشمالى) فإن منطقة الضغط المنخفض تقع على يساره ومنطقة الضغط المرتفع تقع على يمينه. أما إذا وقف الفرد وظهره

(1)Howard, J. Critchfield, "General Climatology", Prentice-Hall New Jersey, 2nd edi (1966) P.5.

(2) Mather, J. R., "Climatololgy, Fundamentals and application", Graw-Hill, New York (1947) P.5-6.

مواجهاً لقدوم الرياح (فى نصف الكرة الجنوبى) فإن منطقة الضغط المنخفض تقع على يمينه، فى حين تقع منطقة الضغط المرتفع على يساره. وقد إهتم الأميرال فيتزروى Admiral Fitzroy بالتنبوء بحالات الطقس اليومية فى الجزر البريطانية منذ عام ١٩٦١. (بعد أن ساهم فى إنشاء إدارة الظواهر الجوية البريطانية فى عام ١٨٥٤)، وقد أظهرت دراسات فيتزروى أهمية التنبوء بحالات الطقس مما يساعد على إنعقاد أول مؤتمر متيورولوچى عالمى فى عام ١٨٧٣ فى مدينة ڤيينا وتتمثل أقدم تسجيلات لبيانات الرصد الجوى بالولايات المتحدة الأمريكية فى تلك التى سجلت بمحطات الأرصاد الجوية فى نيو هاڤن New Haven وكونيكتيكت Connecticutعام ١٧٨٠، وبمحطات بلتيمور فى عام ١٨١٧ وفلادليفيا Philadephia فى عام ١٨٢٥. أما على الساحل الغربى للولايات المتحدة الأمريكية فتعد محطات الأرصاد الجوية فى سكرمنتو Sacramento وسان فرنسيسكو San Francisco وسان دييجو San Diego من أقدم محطات الرصد الجوى وترجع بداية تسجيلاتها للحالات الطقسية إلى عام ١٨٥٠.

وبفضل هذه البيانات الطقسية إستطاع لورين بلدچيت Lorin Blodgetحساب المتوسطات الحرارية وكميات المطر وأن ينشر أول خرائط توضح كمية المطر الفصلى وكمية المطر السنوى فى الولايات المتحدة الأمريكية فى عام ١٨٥٧[1] و نشر كوفين H. Coffin دراسته التفصيلية عن الرياح فى نصف الكرة الشمالى وذلك فى عام ١٨٥٣ كما قام كليفلاند أبى Cleveland Abbe بالتنبوء بحالات الطقس اليومى فى الولايات المتحدة الأمريكية منذ عام ١٨٦٩. أما سخوت C.A. Schott فقد أنشأ جداول وخرائط مناخية تتعلق بكميات الأمطار الشهرية والسنوية ودرجات الحرارة فى الولايات المتحدة الأمريكية وكذلك فى أمريكا الجنوبية ١٨٧٢. وألف الدكتور جايوت A.H. Guyot جداول سميثونيان المتيورولوچية Smithonian Meteorological Tables، وإخترع عدة آلات متيورولوچية

(١) المرجع السابق ص٧.

ساعدت على سهولة رصد التغيرات اليومية للظاهرات الجوية. وقد إرتفع عدد محطات الرصد الجوى فى الولايات المتحدة الأمريكية من ٤٠٠ محطة فى عام ١٨٥٧ إلى أكثر من ٣٠٠٠ محطة فى عام ١٨٩١[١]. وفى ذلك العام الأخير أنشأت الولايات المتحدة الأمريكية «مكتب الطقس» Weather Bureau[٢] تحت إشراف وزارة الزراعة. وقد إكتشف بعض العلماء فى القرن التاسع عشر بعض القوانين الرياضية التى تتعلق بدراسة الغازات والغلاف الجوى. وقد ساعدت هذه القوانين على تطور علم الأرصاد الجوية وعلم المناخ. ففى عام ١٨٥٠ اكد العالم الألمانى ويلهام دوف H.W. Dove بأن نشوء العواصف والزوابع إنما يعزى إلى تقابل الهواء القطبى البارد مع الهواء المدارى الحار. فى حين إهتم ماثيوفونتين مورى M.F. Maury (١٨٠٦ – ١٨٨٣ وهو مؤسس علم الأقيانوغرافيا الطبيعية Physical Oceanography) بدراسة العلاقة المتبادلة بين الرياح ونشوء الأمواج. وساعدت خرائطه الملاحية والطقسية السفن والبواخر خلال هذه الفترة من الزمن قطع المسافة بين إنجلترا وأستراليا فى ثلاثة أشهر فقط. وخلال فترة الحرب الأهلية الأمريكية إكتشف سير فرنسيس جالتون Sir Francis Galton تكوين الأعاصير Cyclones وأضداد الأعاصير Anti-Cyclones.

---

(١) إرتفع عدد محطات الرصد الجوى بالولايات المتحدة الأمريكية إلى ٤٥٠٠ محطة فى عام ١٩٣٠، ثم إرتفع عددها إلى ١٠,٠٠٠ محطة فى عام ١٩٤٠، وتزيد عدد محطات الرصد الجوى فى الولايات المتحدة الأمريكية عن ١٥,٠٠٠ محطة.

(٢) ترجع بداية تكوين «مكتب الطقس» بالولايات المتحدة الأمريكية إلى عام ١٨٧٠ حيث كانت وحدات سلاح الإشارة Signal Corps فى جيش الولايات المتحدة الأمريكية مسئولة عن جمع البيانات الطقسية. ثم إنتقلت أعمال سلاح الإشارة الأمريكى «الخاصة بالرصد الجوى» إلى مسئولية وزارة الزراعة عام ١٨٩١، تحت إسم اعمال مكتب الطقس The United States Weather Bureau. ثم إنتقلت مسئولية هذا المكتب للأرصاد الجوية إلى هيئة الطيران المدنى Civil Aviation فى عام ١٩٢٦. وفى عام ١٩٤٠ إنتقلت أعمال مكتب الطقس مرة أخرى إلى مصلحة التجارة، التى ضمت اعماله إلى جانب البيانات الخاصة بسواحل الولايات المتحدة الأمريكية والمسح الجيوديسى فيما يعرف اليوم باسم إدارة خدمات العلوم البيئية Environmental Science Services Administration. E.S.S.A. وإنتقال أعمال مكتب الطقس بين هيئة وأخرى يوضح مدى أهمية البيانات الطقسية فى الحياة التطبيقية فى الولايات المتحدة الأمريكية، وتعدد الهيئات التى تحتاج لمثل هذه البيانات.

تطور المعرفة بعلمي الأرصاد الجوية والمناخ منذ بداية القرن العشرين حتى الوقت الحاضر:

منذ بداية الحرب العالمية الأولى (عام ١٩١٤) قفزت كثافة المعلومات الميتيورولوجية قفزات هائلة، ويعزى ذلك إلى إستخدام الإنسان الطائرات وأجهزة الراديو، ومعرفة الإنسان بالطبقات العليا من الغلاف الجوى(١). وعند نهاية الحرب العالمية الأولى فى عام ١٩١٩، إكتشف فيلهم جركنز Vilhem B. Jerkerns وولده جاكوب Jacob نظرية الجبهات القطبية The Polar Therory، ووضع هذان الباحثان أسس دراسة الكتل الهوائية والجبهات فى النرويج. وقد واكب ذلك فى الولايات المتحدة الأمريكية دراسات تفصيلية مركزة حول خصائص الطبقات العليا للغلاف الجوى تحت إشراف كارل جوستاف روسبى Carl-Gustav Rossby. وقد زادت معرفة الإنسان بخصائص الطبقات العليا للغلاف الجوى، ودقة التنبوء بحالات الطقس اليومى بعد شيوع إستخدام البالونات Ballons (المزودة بالمتيوجراف اللاسلكى وبمظلات تساعدها عند عمليات هبوطها إلى سطح الأرض) والصواريخ Rockets والأقمار الصناعية Satellites والأدوات الإلكترونية. وكان أول إستخدام لجهاز الراديو سوند (أو المسبار الراديوى) Radio-Sond فى عام ١٩٢٨ حيث نجح عالم الأرصاد الجوى الروسى مولتخانوف Moltchanoff فى إستخدامه لرصد وتسجيل درجات الحرارة على إرتفاعات عالية جداً من سطح الأرض. واستخدمت محطات الرصد الجوى فى الولايات المتحدة الأمريكية هذا الجهاز منذ عام ١٩٣٥ (لوحة١). وإرتفع عدد محطات الأرصاد الجوية التى تستخدم جهاز الراديو سوند

(١) من المحاولات القديمة التى أجريت لمعرفة خصائص الطبقات العليا من الغلاف الجوى تلك التى قام بها بنيامين فرانكلين B. Franklin باستخدامه الطائرات الورقية الصنع Kites فى رصد عناصر الغلاف الجوى فى هذه الطبقات العليا. كما نجح هارجريف Hargreave باستخدام الطائرات الورقية أيضاً فى رصد بعض الملاحظات الجوية للهواء العلوى على إرتفاع ٩٠٠٠ متر وذلك فى أستراليا عام ١٨٩٣. وبعد ذلك إستعان العلماء بالمناطير والبالونات Ballons والمتيوجراف اللاسلكى لتسجيل بيانات الرصد الجوى فى الطبقات العليا من الغلاف الجوى

لرصد وتسجيل خصائص الطبقات العليا للهواء فى الولايات المتحدة الأمريكية من ٦ محطات فى عام ١٩٣٧ إلى ٣٣٥ محطة فى عام ١٩٤٥[١].



(لوحة ١-١) جهاز البالون المذيع (الراديوسوند Radio Sonde)
فى حالة صعوده إلى أعلى

---

(١) جهاز المسبار الراديوى Radio-sonde عبارة عن متيوجراف Meteograph- أى جهاز لرصد حالة الهواء العلوى وهو خفيف الوزن ومزود بجهاز راديو إرسال Radio-transmitter، له القدرة على إرسال إشارات راديوية للمحطة الأرضية التى أطلقته، وتتعلق هذه الإشارات بقراءات الحرارة والضغط والرطوبة فى الطبقات العليا من الهواء.

Mather. J.R "Climatology Fundamentals and Applicatios' Mc Graw-Hill. N.Y (1974) P.6

وتتبادل دول العالم اليوم البيانات الطقسية عبر قنوات إتصال منظمة الأرصاد الجوية العالمية World Meteorological (W.O.M) Organization التى تأسست فى عام ١٩٥١ والتابعة لمنظمة هيئة الأمم المتحدة U.N، ومركزها الرئيسى فى چنيف بسويسره. إلا أن التأسيس العالمى لهذه المؤسسة إنما يرجع إلى بداية عام ١٨٧٨.

وفى الولايات المتحدة الأمريكية يقوم مكتب الطقس "The Weather Bureau" بجمع البيانات الطقسية وتحليلها ونشرها وتوزيعها على الهيئات العلمية المختلفة. ويقع هذا المكتب تحت إشراف إدارة خدمات العلوم البيئية E.S.S.A. Environmental Science Services Administration.

وخلال المؤتمر المتيورولوچى العالمى الرابع Fourth World Meteorological Congress، الذى إنعقد فى جنيف عام ١٩٦٣ اتفقت دول العالم على تخصيص ما يعرف باسم الساعة الطقسية العالمية World Weather Watch، حيث تقوم كل دولة من دول اعضاء منظمة الأرصاد الجوية العالمية World Meteorological Organization (W.O.M)، بإذاعة وتلفزة معلومات تفصيلية عن حالة الطقس فوق أراضيها لمدة ساعة يومياً على موجات محددة بحيث يمكن أن تستقبلها اجهزة الإتصال فى دول العالم الأخرى، وتحديد حالة الطقس اليومى فوق أجزاء سطح الكرة الأرضية لخدمة الملاحات الجوية والملاحة البحرية ولغيرها من الشئون التطبيقية الأخرى.

وبفضل المعلومات الطقسية المتبادلة بين دول العالم عبر هذه الساعة الطقسية العالمية، أمكن لدول العالم إنشاء نظام الرصد العالمى (G.O.S) Global Observing System. وقد بلغ عدد محطات الأرصاد الجوية العالمية المشتركة فى هذا النظام العالمى الأخير للرصد الجوى نحو ٣٣٠٠ محطة فى عام ١٩٧٠، منها ٥١١ محطة فى إفريقية ونحو ٨٧٥ محطة فى آسيا، ونحو ٢٩٨ محطة فى أمريكا الجنوبية و٤٤٤ محطة فى أمريكا الشمالية و٣١٤ محطة فى المحيط الهادى الجنوبى، ٨٣٥ محطة فى أوربا و٢٤ محطة فى القارة القطبية الجنوبية

محطات الأرصاد الجوية في مصر واستخدامها لمرئيات الأقمار الصناعية المتيورولوچية:

حتى عام ١٩٠٠ لم يكن بمصر سوى مرصدين أولهما فى العباسية وهو الذى كان يعرف باسم «الرصدخانة» وانشىء فى عام ١٨٦٨، وثانيهما هو «مرصد الإسكندرية». وتبعاً لاهتمام الدولة بمعرفة حالة الطقس فوق أراضيها لخدمة الإنتاج الزراعى انشأت مصر «إدارة الظواهر الجوية» فى عام ١٩١٥ وذلك تحت إشراف «مصلحة الطبيعيات». كما إهتمت مصلحة الطيران فى مصر بإنشاء قسم الأرصاد الجوية الخاص بها لخدمة الطيران الدولى والمحلى وذلك منذ عام ١٩٣٤. وتعد مصر من أقدم الدول الأعضاء المشتركة فى منظمة الأرصاد الجوية العالمية كما أنها هى التى تشرف على عمليات الرصد الجوى لمنطقة الشرق الأوسط وأفريقيا

وتقوم بعمليات الأرصاد الجوية فى مصر اليوم ٥٤ محطة رئيسية، ومن بينها محطات الإسكندرية ورشيد ودمياط وبورسعيد والسلوم وسيدى برانى ومرسى مطروح على طول الساحل الشمالى لمصر، ومحطات إدفينا والمنصورة ودمنهور وطنطا والزقازيق وبنها والقناطر الخيرية والماظة والقاهرة والجيزة وحلوان والفيوم وبنى سويف والمنيا والأقصر وأسوان فى وادى النيل ودلتاه هذا إلى جانب محطات سيوة والبحرية والفرافرة والداخلة والخارجة فى الصحراء الغربية ومحطات السويس والغردقة والقصير على طول ساحل البحر الأحمر فى مصر.

وقد تم تحديث محطة الرصد الجوى الرئيسية بالعباسية وتزويدها بآلات الرصد الجوى المتطورة والأجهزة الإلكترونية لاستقبال المرئيات التى تبثها الأقمار الصناعية المتيورولوجية، وتحليلها وإذاعتها على محطات الأرصاد الجوية العالمية لمختلفة. وتعتمد هذه المحطات المناخية الجديدة على الرصد الجوى الآلى وهى مزودة بجهاز كمبيوتر تبرمج فيه المعلومات

الطقسية المختلفة، وتستطيع المحطة أن تقوم باستقبال مرئيات الأقمار الصناعية كل أربع دقائق. وتتألف هذه المحطة الأتوماتيكية بصورة أساسية من هوائى وجهاز للإستقبال ووحدة تحكم آلى بها (ميكرو كمبيوتر) Micro-Computer وجهاز تسجيل لعمل نسخ من الصور المستقبلةوساعة إلكترونية لحساب أوقات المدارات وشاشة تليفزيونية يمكن عن طريقها إعطاء أوامر تشغيل جميع أجهزة المحطة. هذا إلى جانب جهاز لطبع الصور وتحميضها وهو الآخر يعمل بأشعة الليزر

وتستقبل الأجهزة الحديثة بمحطة الأرصاد الجوية بالعباسية مرئيات الأقمار الصناعية المتيورولوچية الموجودة الآر على إرتفاعات عالية حول الكرة الأرضية وكذلك الأقمار الدوارة لرصد السحب العالية ومواقع نشوء العواصف وتحرك الكتل الهوائية ودراسة حالات الحو في الطبقات العليا من الغلاف الجوى والتى تعجز أدوات الرصد العادية عن تسجيلها , هناك اليوم نوعان من الأقمار الصناعية المتيورولوچية يجدر الإشارة اليهما وهما

١ الأقمار الصناعية المتيورولوچيه المتحركة . اللاندسات (Landsat)

ويطلق عليها أحياناً الأقمار الصناعية الأمريكية وهى التى تدور حول الكرة الأرضية فى مدارات رأسية تمتد من القطب الشمالى للأرض إلى قطبها الجنوبى وتصور كل ما يتمثل على سطح الأرض ومن بينها الأقمار الصناعية المعروفة باسم نيمبوس NIMBUS . ونوا (NOAA National Oceanic and Atmospheric Administration) وإيسا ESSA وتيروس TIROS وأطلقت الولايات المتحدة الأمريكية هذه المجموعة من الأقمار الصناعية منذ عام ١٩٦٣ . وقد ساهم الإتحاد السوفييتى أيضاً بإطلاق مثل هذه المجموعة من الأقمار الصناعية لتسجيل البيانات الطقسية فى طبقات الغلاف الجوى العلوى حول الكرة الأرضية وتعرف الأقمار الروسية بمجموعة كوزموس COSMOS. وتصور هذه الأقمار الأخيرة أى جزء من سطح الأرض والغلاف الجوى المتمثل فوقه

مرتين يومياً.

وتعرف هذه الأقمار الصناعية المتيورولوجية بالأقمار الدوارة حيث إنها فى حالة دوران دائم حول الكرة الأرضية وتتخذ لها كما سبقت الإشارة من قبل مدارات تمتد من القطب الشمالى إلى القطب الجنوبى وتستغرق كل دورة واحدة كاملة نحو ساعة وإثنان وأربعون دقيقة. ولا تبتعد هذه الأقمار راسياً عن سطح الأرض بأكثر من ٩٠٠كم، ومن ثم فهى تعطى صوراً تفصيلية ودقيقة عن الغلاف الجوى المحيط بسطح الأرض.

وتنقل الأقمار المتيورولوجية الدوارة البيانات المسجلة على أشرطة متشابهة الهيئة، تظهر صوراً على أفلام موجبة أو سالبة كما يمكن تحويل هذه البيانات على أشرطة رقمية Digital بحيث يسهل إستخدامها فى التحليل الخاص بالحاسب الآلى الإلكترونى (الكمبيوتر)[1] وتحويلها إلى مرئيات فضائية، هذا ويلاحظ أن مجال أو مسرح كل مرئية من مرئيات

---

(١) الحاسب الآلى (الكمبيوتر Computer) عبارة عن آلة حاسبة ومصممة بحسب أنظمة معقدة للقيام بعمليات حسابية بسيطة ومركبة. كما انه يمكن أن يستخدم فى إنشاء خرائط كمية الية ورسوم بيانية كمية معقدة. ويتم التعامل مع الحاسب الآلى عن طريق إستخدام رموز خاصة تعرف باسم لغة الكمبيوتر Computer Language، ومن ثم يتلقى الحاسب الآلى التعليمات فى شكل برامج، وينفذها بحسب اللغة المستعملة وبحسب الرموز التى صمم بها الحاسب الآلى وهناك ثلاث لغات رئيسية تستخدم فى برامج الحاسب الآلى هى:

أ- لغة الفورتران Fortran Language وهى إختصار لمصطلح Formula Tranlation Language وهى تعد أهم لغة مستخدمة من اللغات التى يبرمج بها الحاسب الآلى، تبعاً لسهولتها وأصبحت اليوم اهم لغة مستخدمة فى برامج الحاسب الآلية فى معظم انحاء العالم.

ب- لغة الكوبول: Cobol Language وهى إختصار لمصطلح Common Business Oriental Language.

جـ- لغة بى - إل - أ: PL I-I وهى إختصار لمصطلح Programming Language وهناك كذلك أنواع متعددة من الحاسبات الآلية فمنها البسيط ومنها المعقد، ومنها القديم الذى يعتمد على إستخدام بطاقات التثقيب Punching Computer والترميز Coding ثم إدخال البيانات المثقبة على البطاقات الخاصة إلى الحاسب الآلى، فى حين أن الحاسبات الآلية الجديدة المطورة Micro Computer لا تستخدم مثل هذه البطاقات كما أنها مزودة بشاشة تليفزيونية يسجل عليها مباشرة المعلومات والبيانات المبلغة للحاسب الآلى.=

أقمار اللاندسات لسطح الأرض تمثل مساحة تبلغ نحو ٣٤٢٢٥كم٢ أى مساحة مربع طول ضلعه ١٨٥كم[١].

(٢) الأقمار الصناعية الميترولوجية الثابتة: (المتيوسات Meteosat):

ويقصد بذلك الأقمار الصناعية التى ترتكز فى موقع محدد وعلى إرتفاعات عالية من سطح الكرة الأرضية (ذلك لأنها تدور بنفس سرعة دوران الأرض) وهذه تتمثل حتى اليوم فى أربعة أقمار صناعية إثنان منهم يتبعان الولايات المتحدة الأمريكية وثالث يتبع اليابان والرابع تشرف عليه وكالة الفضاء الاوربية European Space Agency' ويتركز القمر الأوربى الثابت (المتيوسات) على إرتفاع يبلغ نحو ٣٥ ألف كم. وعلى ذلك يعطى هذا القمر الصناعى المتيورولوجى مرئيات شاملة عن حالة الطقس فوق سطح الكرة الأرضية.

وقد زودت الأقمار الصناعية المتيورولوچية الثابتة (المتيوسات) بأجهزة الإستشعار من بعد Remote Sensing Equipments لتكفل لها تسجيل خصائص الغلاف الغازى، وتصوير سطح الأرض بل وما يقع تحته وذلك باستخدام ما يلى:

أ- الطاقة الإشعاعية المنعكسة فى الضوء المرئى Visible Light (طول الموجة ٠,٤ إلى ١,١ ميكرون) ويلاحظ بأن المناطق البيضاء اللون فى مثل هذه المرئيات تدل على أنها مناطق تعكس أكبر قيمة ممكنة من الطاقة الشمسية.

ب- الطاقة الإشعاعية المنعكسة من بخار الماء Water Vapor (طول الموجة

= راجع:

أ- عبد القادر عبد العزيز على «المرحلة بين تجميع البيانات الجغرافية وإدخالها فى الحاسب الآلى» المجلة الجغرافية العربية العدد١٢ ـ١٩٨١)، ص١٢١-١٣٥.

B- Day C., "A London Frotron Course" London Univ. Press (1974) P.85.

(١) محمد إسماعيل الشيخ: «الأقمار الصناعية والمناخ» مقال مترجم، مجلة الجمعية الجغرافية الكويتية - نشرة رقم ٥٦ أغسطس (١٩٨٣) ١-٥٥.

٥,٧ – ٧,١ ميكرون) ويلاحظ بأن المناطق البيضاء اللون فى مثل هذه المرئيات تدل على أنها مناطق يتمثل فيها نسبة عالية جداً من بخار الماء[١].

جـ- الطاقة الإشعاعية الحرارية تحت الحمراء (طول الموجة ١٠,٥ إلى ١٢,٥ ميكرون) وتدل المناطق البيضاء اللون فى مثل هذه المرئيات على أنها مناطق لأسطح منخفضة الحرارة فى حين تدل المناطق السوداء اللون فيها على أنها مناطق مرتفعة الحرارة. وقد ساهمت هذه المرئيات المختلفة فى دراسة الألبيدو الأرضى Earth Albido دراسة دقيقة. وإستطاعت الأقمار الصناعية المتيورولوچية الثابتة (المتيوسات) فى تسجيل صوراً رائعة لسطح الأرض باستخدام الأشعة المرئية وتحت الحمراء وتصوير توزيع بخار الماء فى طبقات الجو العليا[٢]

وتسجل الأقمار الصناعية المتيورولوچية (المتيوسات) الطاقة الشمسية المنعكسة فى كل من الضوء المرئى والأشعة تحت الحمراء القريبة (قناة V.I.S طولها من ٠,٤ إلى ١,١ ميكرون)، كما يتم تسجيل الإشعاعات الحرارية لسطح الأرض بالأشعة تحت الحمراء الحرارية Infra Red (قناة I.R.T.H طولها من ١٠,٥ إلى ١٢,٥ ميكرون) وذلك من موضع علوى ثابت بالنسبة لسطح الأرض يسامت نقطة تقاطع خط الإستواء مع خط طول جرينتش، وهى نقطة تقع فوق خليج غينيا على الشاطىء الغربى الأفريقى.

ومن ثم أدرك علماء المتيورولوچيا أهمية إستخدام التقنيات الحديثة وطرائق الإستشعار من بعد فى جمع قاعدة بيانات دقيقة وضخمة وآنية عن الغلاف الجوى. ويقصد بالاستشعار من بعد Remote Sensing المسح

---

(١) عبد القادر عبد العزيز على «الأقمار الصناعية المتيورولوچية» العدد الثانى، مجلة كلية الآداب، جامعة طنطا (١٩٨٢).

(٢) a- Barrett. E.C., "Climatology From Satellites", Methuen. London (1974).

ب- على على البنا «الإستشعار من بعد . . .» الكويت (١٩٨٣) من١-١٣٢.

الشامل لظواهر سطح الأرض وغلافها الجوى دون لمسها أو إجراء إتصال مباشر بها سواء أكان ذلك من مسافات قريبة منها أو بعيدة عنها، ويتم هذا الأمر باستخدام أجهزة وآلات خاصة مطورة. ويعد ميدان هذه الدراسة الجديدة إمتداداً لعمليات التصوير الجوى وتفسير الصور الجوية. ومن ثم يشمل ميدان الإستشعار من بعد كلا من:

أ- الإستشعار من بعد باستخدام التصوير الجوى (الإستشعار الجوى) Aerial Remote sensing.

ب- الإستشعار من بعد باستخدام الأقمار الصناعية (الإستشعار الفضائى) Satellite or Space Remote Sensing.

وتجرى عمليات الإستشعار الجوى عن طريق تصوير سطح الأرض بآلات تصوير خاصة تثبت أسفل الطائرة ولها القدرة على تصوير سطح الأرض من مسافات عالية، وعند فحص الصور الجوية بأجهزة الإستريوسكوب، تشاهد ظواهر سطح الأرض فى صورة مجسمة. فى حين أن الإستشعار الفضائى يجرى عن طريق رفع سطح الأرض بأجهزة إلكترونية خاصة تزود بها الأقمار الصناعية. وتعمل هذه الأجهزة على تسجيل مقدار الطاقة الحرارية المنعكسة من إجزاء سطح الأرض على شكل قيم رقمية Digital Numbers. وتستخدم هذه الأجهزة فى هذا الشأن وسائل الطيف الكهرومغنطيسى Electromagnetic Spectrum الذى ينساب فى الفضاء بسرعة الضوء.

وعن طريق محطات الإستقبال الرادارية الموجودة على سطح الأرض (بعضها فى كل من الولايات المتحدة الأمريكية وكندا والبرازيل وإيطاليا والسويد وبريطانيا وفرنسا) يمكن لها إستقبال القيم الرقمية التى تبثها أجهزة الإستشعار لعناصر أجزاء سطح الأرض حسب مواقعها فى المرئية الفضائية وتسجل هذه البيانات الرقمية على أشرطة كمبيوتر Computer Compatible Tapes CCT. وباستخدام الحاسب الآلى الإلكترونى، تتم

معالجة هذه البيانات الرقمية قبل إستخدامها وذلك للحصول على معلومات وبيانات دقيقة فى المرئية الفضائية Satellite Image. وتتلخص طرائق معالجة هذه البيانات بإجراء عدة عمليات متتابعة تتضمن التصحيح الهندسى للمرئية الفضائية (Geometric Image Correction Rectification) وتحسين منظر المرئية Image Enhancement، وتصنيفها Classification فى ضوء خصائصها الطيفية (أو ما يعرف باسم بصماتها) Signature or Spectral-Characteristics وذلك بالنسبة لكل أرقام وقيم الوحدات المساحية Pixels. وكما أن الصور المرئية المفردة Single Air-Photograph قد تفسر تفسيراً عاماً بالرؤية البصرية، وأن زوجىّ الصور Photo-Paris يفسران تفسيراً دقيقاً باستخدام أجهزة المجسام العدسى أو ذو المرايا أو الأجهزة الأخرى المختصة، فإن المرئيات الفضائية Satellite Images هى الأخرى يمكن للمختصين القيام بتفسيرها بصرياً Visual وهى ما تسمى بالطريقة القياسية أو التناظرية، أو عن طريق تحليلها رقمياً Digital Analysis وذلك باستخدام الحاسب الآلى الإلكترونى Computer Assisted Analysis.

هذا ويلاحظ أن كل إستمارة تبويب يقدمها القمر المتيورولوچى الأوربى (المتيوسات) (٥٠٠ × ٥٠٠ خلية) تمثل على سطح الأرض مساحة تعادل ٦,٢٥ مليون كم٢ «أى مساحة مربع طول ضلعه ٢٥٠٠ كم[(١)]. وهكذا أصبح تفسير الصور القمرية اليوم عن طريق ما يسمى بالإستشعار من بعد Remote Sensing أهم الطرق التكنولوچية الحديثة المستخدمة فى كل الدراسات الجغرافية. وباستخدام الكارتوجرافيا الآلية والحاسب الآلى الإلكترونى، يمكن رسم عدة مئات من الخرائط الكمية آلياً فى دقائق معدودات، حيث إن رسم الخريطة الواحدة لا يستغرق فى هذه الحالة سوى بضع ثوان فقط. وتعرف هذه الخرائط الآلية الإلكترونية ذات الخطوط

---

(١) محمد إسماعيل الشيخ «رصد الظواهر الأرضية والمتيورولوچية بالأقمار الصناعية» -مقال مترجم، مجلة الجمعية الجغرافية الكويتية- نشرة رقم ٥٠ - فبراير (١٩٨٣) ص١-٥٥.

الكمية المتساوية القيمة باسم خرائط الساى[1] SYMAP-Synographic Computer Mapping.

وتقوم الأجهزة التى تزود بها الأقمار الصناعية المتيورولوچية (المتيوسات Meteosat) بالرصد المستمر لأحوال الطقس العالمى، وتتبع حدوث العواصف والزوابع أو الأعاصير المدارية ومسالك الإنخفاضات الجوية وتحرك نطاقات السحب فى طبقة التروبوسفير. وبعض هذه الأقمار الصناعية أوربية أو سوفيتية وبعضها الآخر أمريكية الصنع. وتدور هذه الأقمار الصناعية فى مدارات مختلفة. فمنها ما يتخذ له مداراً حول الدائرة القطبية مثل اقمار نوا الأمريكية NOAA (National Oceanic and Atmospheric Adminstration) وأقمار إيسا ESSA (Environmental Survey Satellites) وأقمار نيمبوس NIMBUS وكوزموس السوفيتية COSMOS، ومن الأقمار الصناعية ما يدور فى مدارات ثابتة حول الدائرة الإستوائية بنفس سرعة دوران الأرض مثل اقمار GOES (Geostationary Operational Environmenl Satellite) وأقمار المتيوسات الأوربية.

ولا يقتصر دور هذه الأجهزة على رصد حالات الطقس فقط، بل أنها ترسل إلى محطات الإستقبال الردارية على سطح الأرض معلومات دقيقة آنية عن كل ما يتعلق بالبيئة الأرضية. وتقع بعض الأقمار الصناعية المناخية على إرتفاع يصل إلى ١٤٥٠كم فوق سطح الأرض مما يسمح لها بتغطية مساحات واسعة جداً من الكرة الأرضية وتصويرها رقمياً عند دورانها فوقها، غير أن قوة التفريق Resolution (درجة الوضوح الأرضى) تصل إلى كيلو متر واحد.

وقد زودت الأقمار الصناعية المتيورولوچية الأمريكية NOAA بجهاز راديومتر يعمل على إجراء عملية المسح الإلكترونى Scanning بموجتين تعملان بالأشعة الضوئية المرئية الحمراء Visible (طولها

---

(١) عبد القادر عبد العزيز على «استخدام الحاسب الآلى فى عمل خرائط الساي SYMAP» مجلة كلية الآداب والعلوم الإنسانية – جامعة الملك عبد العزيز جدة (١٩٨٣).

٠,٦–٠,٧ ميكرون) وبالأشعة الحرارية تحت الحمراء Thermal Infra Red (طولها ١٠,٥–١٢,٥ ميكرون). وفى المرئيات الفضائية تظهر إنعكاسات هذه الأشعة فى تجمعات السحب باللون الأبيض وبخار الماء باللون الأبيض الباهت.

وتقع اقمار GOES على إرتفاع ٣٦ألف كم فوق سطح الأرض وتثبت صورتين لسطح الأرض كل نصف ساعة. أما مجموعة اقمار NIMBUS وأخرها كان رقم (٧) الذى أطلق فى عام ١٩٧٨ فهى الأخرى مزودة بأجهزة راديومترية لقياس مقدار الأشعة الحرارية المنعكسة وكذلك بأجهزة مسح إلكترونى بالألوان تختص بمسح المناطق الساحلية CZCS (Coastal Zone Colour Scanner) ويمكن لهذه الأجهزة قياس درجة حرارة مياه البحار والمحيطات وتسجيل ما يحدث فيها من عمليات التلوث[1].

وقد ساهمت هذه المرئيات الجديدة المسجلة بالأقمار الصناعية المتيورولوچية فى تصوير كل الغلاف الجوى حول الكرة الأرضية وفى تحديد مناطق حدوث العواصف والأعاصير بدقة بالغة، وتحديد مناطق تجمع السحب ومعرفة إرتفاعها وأشكالها المختلفة، والمناطق التى يسود فيها حالات الإستقرار الجوى وتحديد مواقع الإنخفاضات الجوية فى

---

(١) أ– خالد العنقرى «تطبيق نظم المعلومات الجغرافية» مجلة الجمعية الجغرافية الكويتية–نشرة ١٣٤ (١٩٩٠) ١–٥٧.

ب– على على البنا «الإستشعار من بعد» مجلة الجمعية الجغرافية الكويتية (١٩٨٣)١–١٣٢

جـ– إسماعيل الشيخ «رصد الظواهر الأرضية المتيورولوچية» مجلة الجمعية الجغرافية الكويتية (١٩٨٣) ١–٥٢.

د– محمد عبد الله الصالح «مرئية الإستشعار من بعد» مركز البحوث – جامعة الملك سعود، الرياض (١٩٩٢) ١–١١٢.

هـ– حسن أبو العينين «الأساليب العلمية الحديثة...» ندوة الإتجاهات الحديثة فى علم الجغرافيا – جامعة الإسكندرية – نوفمبر ١٩٩٥.

- Child, M.F., "The accuracy of spatial Data-Base" London, (1989).
- Masser, I and Blakemore, M., "Handling geographical Information" Longman (1991) 1-317.
- Jensen, J. et al,"Remote Sensing" Photogrammetric Engineering and Remote Sensing.." Vol. 52 (1986), 87-100.
- Barrett, E.C.,"The use of Satellite data.." Academic Press (1981).

العروض المعتدلة وإمتداد جبهاتها الباردة والساخنة ومسالكها. وبلا ريب فقد نتج عن كل ذلك تحسن ملحوظ فى عمليات التنبوء الجوى وتحديد حالات الطقس اليومية لأجزاء سطح الأرض.

وتنبغى الإشارة إلى أن الدول العربية تقوم اليوم مجتمعة بمساعدة وكالة الفضاء الأوربية .E.S.A بتنفيذ برنامج لأبحاث الفضاء وإطلاق الأقمار الصناعية الثابتة لخدمة الأغراض المدنية. وإنطلق أول قمر صناعى عربى أربسات Arabsat فى يوم ٨ فبراير ١٩٨٥ من قاعدة جوانا الفضائية بصاروخ فرنسى الصنع معلق على إرتفاع ٣٦ الف كم من سطح الأرض من موقع ثابت عند خط الإستواء (حيث يدور بنفس سرعة دوران الأرض) وساهم هذا القمر الصناعى فى بث الإسال الإذاعى والتليفزيونى بين جميع المحطات الإذاعية والتلفزيونية العربية، ويخدم أكثر من ٨٠٠٠خط تليفونى. وبلغت تكلفة إطلاقه نحو ٢٣مليون دولار، وسوف يعقبه القمر الصناعى العربى الثانى من مكوك الفضاء بأحد صواريخ الدفع، وسوف يستقر هذا القمر الثانى فوق خط الإستواء على إرتفاع ثابت يبلغ أيضاً نحو ٣٦الف كم وسيكون من نوع الأقمار الصناعية الثابتة وسيتكلف هو الأخر نحو ٢١ مليون دولار. وتضم الخطة إطلاق قمر صناعى ثالث يساهم فى الأغراض المدنية ويستخدم إذا ما تعرض القمران الصناعيان السابقان لأى عطل فنى. وستتكلف الشبكة الفضائية العربية للأقمار الصناعية فى خدمة الأغراض المدنية نحو ٢مليار دولار. وتسعى جمهورية مصر العربية إلى تدريب مجموعات وكوادر خاصة ليكونوا نواة رجال الفضاء المصريين فى المستقبل.

وحقيقة يمكن القول بأن مركز الأرصاد الجوية بالعباسية بالقاهرة، (بمحطتيه القديمة التقليدية والحديثة الإلكترونية) أصبح من أهم مراكز الرصد الجوى فى منطقة الشرق الأوسط بل والقارة الأفريقية. ذلك لأنه المركز الرئيسى العالمى المخصص لاستقبال مرئيات الأقمار الصناعية المتيورولوجية، وتفسيرها وتحليلها ثم إعادة تلفزتها من جديد على محطات الرصد الجوى الأخرى المنتشرة فى منطقة الشرق الأوسط وإفريقيا.

الفصل الثانى

الأهمية التطبيقية للدراسات المناخية

يتبين مما سبق أن نتائج دراسات علم المناخ، وبوجه خاص علم المناخ التطبيقى Applied Climatology تهم الباحثين فى العلوم الأخرى. كما أن كثيراً من الموارد الطبيعية والبشرية ونشاطات الإنسان على سطح الأرض تتأثر هى الأخرى بالظروف والأحوال الطقسية والمناخية.وحاولت الدراسات المناخية التطبيقية المعاصرة(١) وضع الحلول المناسبة عندما يكون للتغيرات الطقسية والظروف المناخية أثرهما الواضح فى شكل الإنتاج الإقتصادى وحجمه وفى كفاءة الأعمال التى يقوم بها الإنسان وفى مظهر نشاطه العام على سطح الأرض. وحيث إن علم المناخ التطبيقى أصبح من بين أهم العلوم الجغرافية ذات الأهمية العملية فى حياتنا اليومية فإنه يحسن أن نشير هنا إلى الأهمية العملية التطبيقية لنتائج الدراسات المناخية.

(١) المناخ والهيدرولوجيا ومصادر المياه والنبات الطبيعى:

عند دراسة هيدرولوچية ومصادر مياه منطقة ما، لابد أن يدرس الباحث فى البداية الظروف المناخية لهذه المنطقة، وأن يهتم بدراسات فصلية الأمطار الساقطة، وكمية المطر الساقط، ومدى تساقط الثلج وتجمعه فوق القمم الجبلية Snow Accumulation وموعد إنصهاره Snow Melting، وأثر كل ذلك فى إنسياب المياه فوق السطح، أو تغلغلها فى الطبقات تحت السطحية، ودراسة الرطوبة المختزنة فى التربة وحساب كميات المياه المفقودة عن طريق التسرب إلى ما تحت السطح Percolation والتبخر Evaporation والنتح Transpiration.

---

(١) Mather, T. R., "Climatology, Fundamenrals and Applications" Mc Graw-Hill, N.Y. (1974) See P.132-155.

وتؤثر الظروف المناخية ومواعيد التساقط وإنصهار الثلج أو ذوبانه فى تذبذب حجم التصريف المائى للمجارى النهرية وفى إختلاف مناسيب المياه فى البحيرات، بل وفى تكوين المجارى النهرية الدائمة الجريان وتلك المتقطعة الجريان وشبه الجافة. وتؤثر هذه الظروف المناخية كذلك فى مدى تدفق مياه الينابيع وإختلاف حجم المياه المتجمعة فى خزاناتها الجوفية خلال أشهر السنة المختلفة، وفى حجم التصريف المائى من الينابيع[1] ومن ثم فإن هيدرولوچية سطح منطقة ما وما تحت هذا السطح تعكس الظروف المناخية التى تسود المنطقة اليوم وتلك التى كانت ممثلة فيها من قبل. وتوضح هذه الحقيقة الصلة القوية بين علم المناخ Climatology والهيدرولوچيا التطبيقية Applied Hydrology

وتؤثر الظروف المناخية تأثيراً مباشراً فى تشكيل النباتات الطبيعية فوق سطح الأرض وفى تنوع تلك الغطاءات النباتية من مكان إلى أخر وعند دراسة خريطتين توضح إحداهما التوريع الجغرافى للأقاليم المناخية لأى مكان على سطح الأرض فى حين توضح الأخرى التوريع الجغرافى للأقاليم النباتية لهذا المكان يدرك الباحث ان هناك تشابهاً وتوافقاً شديداً بين كل من الأقاليم المناخية والأقاليم النباتية، وإن تلك الأقاليم الأخيرة هى إنعكاس للظروف المناخية السائدة فتكاد تتفق أبعاد نطاقات الغابات الإستوائية مثلاً مع الأقاليم المناخية الإستوائية وفى المناطق الغريرة الأمطار المرتفعة الحرارة تزداد كثافة الغطاءات النباتية وتعلو الأشجار الضخمة وتتشابك اغصانها وتتميز بسرعة نموها، وتقل الأشجار حجماً وتقل كثافتها ويتباعد بعضها عن البعض الآخر مع تدنى كمية الأمطار السنوية الساقطة (خاصة فى العروض المدارية). أما فى المناطق الباردة والمعتدلة الباردة فإن كثافة الغطاءات النباتية الطبيعية هنا تتاثر بشكل

---

(١) للدراسة التفصيلية راجع:

د. حسن أبو العينين «البنان» دراسة فى الجغرافيا الطبيعية» بيروت- دار النهضة العربية (١٩٨٠) ص٤٦٧-٥٥٦

كبير بدرجة حرارة الهواء. وإذا إنخفض متوسط درجة الحرارة الشهرية عن الصفر المئوى، فإنها تعد غير ملائمة لنمو النباتات الطبيعية. ومن ثم اكد الباحثون بأن النباتات الطبيعية تتأثر بدرجة عالية باختلاف كميات الأمطار اليومية الساقطة فى العروض المدارية، وبالاختلاف الفصلى لدرجات الحرارة فى العروض المعتدلة والمعتدلة الباردة والباردة. ولكن ينبغى الا ترتفع درجة حرارة الهواء عن الحد الأقصى اللازم لنمو النبات وإلا تعرض النبات للذبول والهلاك. كما يتأخر نمو النباتات الطبيعية مع الإرتفاع وكلما بعدنا شمالاً أو جنوباً من الدائرة الإستوائية.

(٢) المناخ والزراعة والإنتاج الحيوانى:

ترتبط الشئون والأعمال الزراعية ارتباطاً وثيقاً بالخصائص الطقسية والمناخية، ولا يخفى على أحد اثر كل من الإشعاع الشمسى Insolation والرطوبة Moisture والرياح Wind وحدوث الصقيع Frost، والندى Dew والبرد Hail والضباب Fog على نمو النبات اثناء مراحل نموها المختلفة. ومن ثم ظهرت العديد من الأبحاث التى توضح العلاقات المتبادلة بين المناخ وكل ما يتعلق بالشئون الزراعية. وظهر علم جديد هو علم المتيورولوجيا الزراعية Agricultural Meteorology وعلم المناخ الزراعى Agricultural Climatology[١]. (راجع دراسات Wang 1963 a, 1972, Waggoner, 1965 end Chang 1968) كما إهتمت كثير من دول العالم التى تتميز ظروفها الطقسية بالتغير من وقت إلى آخر بإذاعة وتلفزة نشرات جوية كل عدة ساعات توضح حالة الطقس المتغيرة وذلك لخدمة المهتمين بالشئون الزراعية Agricultural Weather Forecasts.

ويتناول علم المناخ الزراعى دراسة أثر العوامل المناخية التى لها دوراً

(١) a- Wang, Jen--Yu, "Agricultural Meteorology", Pacemaker Press Milwaukee, (1963) PP.693.

b- Waggoner, P. E., "Agricultural Meteorology", Meteorol. Monograph, Vol. 6.no. 28 (1965) PP.188.

c- Chang, Jen-Hu, "Climate and agriculture", Chicago, (1968) PP.304.

إقليم مناخى حيواناته وطيوره الخاصة، بل تضطر الحيوانات والطيور البرية إلى القيام بالهجرة الفصلية تبعاً لتغير الظروف المناخية. ويظهر تأثير الهجرة الفصلية بوجه خاص على الحيوانات ذات الدم البارد Cold-blooded Animals، أما إذا لم تستطع الحيوانات القيام بالهجرة الفصلية فإنها تتخذ من الفصول الباردة فترة راحة لها. أما الحيوانات ذات الدم الدافىء Warm-blooded Animals فهذه تستطيع أن تولد حرارة أثناء قيامها بالحركة، وتفقد قوتها إذا ما تعرضت للحرارة المرتفعة جداً وتنظم درجة الحرارة الداخلية بأجسامها عن طريق إفراز العرق من أجسامها.

هذا ويلاحظ أن حشائش الرعى الطبيعية تتنوع كذلك تبعاً لتنوع الظروف المناخية. وعلى أساس إختلاف هذه الحشائش تتنوع مجموعات الحيوانات التى تعيش عليها. ففى مناطق السافانا فى العروض المدارية تسود حرفة رعى الأبقار والماشية (فى المناطق ذات الحشائش القصيرة نسبيا) بينما فى مناطق الصحارى الحارة الجافة حيث تقل الموارد المائية فتتمثل هنا حرفة رعى الجمال والماعز وبعض الأغنام أما فى سهول الإستبس الآسيوية فتسود هنا حرفة رعى الحصان إلى جانب تربية الضأن. وفى مناطق الرعى بالأقاليم المعتدلة مثل إقليم السهول الوسطى فى استراليا والسهول الوسطى فى الأرجنتين وسهول برارى نيوزيلند والولايات المتحدة الأمريكية فكلها مناطق تناسب تماماً رعى الأغنام والماشية.

وقد اكدت نتائج الأبحاث بأن الأبقار التى تربى فى الأقاليم المعتدلة والمعتدلة الباردة تعد اكبر حجماً ووزناً من تلك الأبقار التى تربى فى المناطق المدارية. كما أن اغنام المناطق المعتدلة الباردة تحمل عادة من اللحم والدهن والشحم والصوف بما يفوق أضعاف تلك التى تربى فى المناطق الحارة شبه الجافة.حتى أن الدواجن التى تربى فى مزارع المناطق المعتدلة الباردة تعد كبيرة الحجم وثقيلة الوزن نسبياً من تلك التى تربى فى مزارع المناطق الحارة.

وتؤثر الظروف المناخية كذلك على كمية الألبان المنتجة من حيوانات الألبان وقد تبين أنه إذا ما إرتفعت درجة الحرارة عن ٢٧°م فإن الماشية تتناقص أوزانها ويقل احجامها وإن الإنتاج اليومى للألبان للرأس الواحدة من الأبقار تنخفض بصورة كبيرة. بل أن بعض الأبقار والماشية قد تفقد قدرتها على التكاثر إذا ما إنتقلت إلى أقاليم مناخية أخرى تختلف ظروفها المناخية عن تلك الظروف المناخية التى كانت سائدة فى أقاليمها الرئيسية. أما الخنازير فلا تتحمل الحرارة الشديدة ومن ثم تربى هذه الحيوانات فى المناطق الرطبة الوارفة الظلال.

(٣) المناخ والصناعة والتجارة وبعض الأعمال الهندسية[١]:

استخدم الأستاذ لاندسبرج Landsberg (1960)[٢] تعبير علم المناخ التكنولوچى Technoclimatology ليوضح أهمية الظروف المناخية فى كثير من الشئون الصناعية والتجارية وبعض الأعمال الهندسية.

ويذكر لاندسبرج بأنه عند تقدير تكاليف الإنتاج لابد أن يضع المحاسب فى الاعتبار التكاليف الناتجة عن زيادة التكلفة الخاصة بمتطلبات التدفئة شتاء والتبريد صيفاً، وزيادة إستهلاك المياه صيفاً، والتكلفة الخاصة بعلاج عمليات التلوث الجوى وتلوث بيئة المصنع وتلك الخاصة بعمليات التخزين والنقل ومدى إستهلاك الطاقة. وأطلق لاندسبرج على جملة هذه التكاليف تعبير «**التكاليف المناخية**» "Climatic Costs".

أما الأستاذ راسيل[٣] Russell, 1957 فقد ذكر خمسة عوامل رئيسية لها تأثيرها المباشر على كثير من المشروعات الصناعية ورتبها بحسب أهميتها فيما يلى:

---

(1) Mather, J.R., "Climatology, fundamentals and application", Mc Graw-Hill book Company, N.Y. (1974) P.336-372.

(2) Landsberg, H.E., "Physical Climatology", 2nd edi. Gray Printing Co., Du Bois (1960) PP.446.

(3) Russell, J.A., "The problem, method and Conclusions, in industrial operations under extremes of weather", Meteorol. Monographs, vol.2 no.9 (1957) P.1-9

أ- درجة الحرارة(خاصة درجة الحرارة الصغرى ومدى حدوث الصقيع).

ب- تساقط الثلج.

جـ- الرياح الشديدة والأعاصير المدمرة.

د- الأمطار الغزيرة.

هـ- عوامل أخرى مثل إرتفاع نسبة الرطوبة.

ويذكر «راسيل» أنه من الصعب القيام بعمليات دهان الحوائط والجدران إذا إنخفضت درجة حرارة الهواء عن ١٦°م (٦٠°ف) وتختلف القدرة الإنتاجية للعمال تبعاً لارتفاع درجة الهواء عن ٦٠°ف أو إنخفاضها عن ذلك. فأوضحت نتائج التجارب بأن إنتاجية العمال تنخفض بمعدل ٧٥٪ إذا ما إرتفعت درجة حرارة المكان إلى ٣٠°م (٩٥°ف)، أو إذا إنخفضت درجة حرارة المكان عن ٢٠°م. أما عند درجة حرارة ٤٩°م فتنعدم القدرة الإنتاجية للعمال.

ويؤكد الأستاذ راسيل بأن معظم العمليات الصناعية والهندسية تتأثر كفاءة تشغيلها إذا ما إنخفضت درجة حرارة المكان عن (صفر°ف) أى -١٨°م. فتفقد قطارات السكك الحديدية نحو ٥٪ من قدرة تشغيلها وحمولتها إذا إنخفضت درجة الحرارة عن -١٨°م. أما إذا إنخفضت درجة الحرارة عن -٢٩°م فلابد أن تقل حمولة قطارات السكك الحديدية بنحو ١٥٪ من قدرتها الفعلية، ثم تنخفض قدرة حمولة هذه القطارات إلى نحو ٤٠٪ من قدرتها إذا ما إنخفضت درجة الحرارة عن -٤٠°م.

وللصقيع وتجمد التربة آثارهما المباشرة فى العمليات الهندسية الإنشائية، خاصة عند بناء المنازل ومد الطرق البرية وتشييد الكبارى والمصانع. فإذا أنشىء طريق أو منزل فوق سطح الأرض المتجمدة Permafrost grounds، ثم تعرضت هذه الأرض المتجمدة بعد ذلك لفعل الإنصهار،فإن المياه المنصهرة داخل الأرض المتجمدة قد تؤدى إلى إنهيار

الطريق أو المنزل المقام فوقها[1]. ومن ثم على المهندس الإنشائى وضع الحلول الهندسية لمشاكل الأرض المتجمدة عند إقامة أى مشروعات عمرانية أو هندسية مدنية فوق مثل هذه الأراضى.

وقد ينجم عن سقوط الثلج أو حدوث العواصف الثلجية فوق مدينة ما، إرتباك حركة المرور، وتوقف حالة النقل البرى، وتعدد حوادث السيارات، وتجمع الثلج فوق الأسلاك الكهربائية ومن ثم تتقطع هذه الأسلاك بفعل ثقل الثلج المتراكم عليها كما تنقطع الإتصالات السلكية. وفى هذه الحالة لابد على المهندس المدنى أن يضع فى الاعتبار عند عمليات إنشاء المشروعات الهندسية المختلفة فى مثل هذه المناطق، كيفية حماية الطرق البرية من الثلج المتراكم فوقها، والمياه المذابة منه، وعمليات الهبوط الأرضى لأجزاء من الطريق. وعند بناء المنازل يجب أن يراعى المهندس المعمارى كيفية إختيار واجهات هذه المنازل ومدى إتساع نوافذها وأن تكون هذه النوافذ فى الإتجاه المضاد لاتجاه الرياح الثلجية أو الرياح الشديدة الباردة[2].

هذا ومن الصعب القيام ببعض الأعمال الهندسية الخارجية (أى خارج المصانع) إذا ما كانت الرياح شديدة (من٤٠-٦٠ميلاً فى الساعة) خاصة عند القيام بأعمال البناء فى الطوابق العليا وأعمال الدهان، وتركيب أسلاك التليفون والكهرباء ويذكر الأستاذ راسيل Russell, 1957 بأنه إذا إشتدت سرعة الرياح عن ٤٠ ميلاً فى الساعة (١٨م/الثانية) فيكون تأثيرها على القيام بالعمليات الصناعية بسيطاً، أما إذا زادت سرعة الرياح عن ٦٠ ميلاً فى الساعة (٢٧م/الثانية) فإنه يتعذر القيام بالعمليات الصناعية الخارجية[3].

---

(١) Mather,J.R., "Climatology, Fundamentals and Applications", Mc Graw-Hill, New York (1974) P.336-372.

(٢) المرجع السابق (١٩٧٤) ص٣٢٨.

(٣) Russell, J.A., "The problem, method and conclusions, in industrial operations under extremes of weather", Meteorol. Monographs, no. 9 (1957) P.1-9.

ويؤكد الأستاذ لاندسبرج Landsberg (1960) بأن المناخ يعد من العوامل الرئيسية التى تؤثر فى إختيار مواقع المصانع ومراكز الإنتاج المختلفة، بل وفى التوطن الصناعى. على سبيل المثال تتوطن صناعة بناء الطائرات وصناعة الأفلام السينمائية فى القسم الغربى من ولاية كاليفورنيا بالولايات المتحدة الأمريكية، حيث يزداد هنا عدد ساعات شروق الشمس، وأن الرؤية دائمة حسنة، هذا إلى جانب ندرة حدوث الضباب وإعتدال المناخ(١).

وبالنسبة لصناعة المنسوجات القطنية فى بريطانيا فقد كانت هى الأخرى تتركز أساساً فى المناطق المعتدلة الباردة فى مقاطعة لانكشير غرب إنجلترا، حيث إن الرطوبة النسبية هنا مرتفعة. فى حين تركزت مصانع المنسوجات الصوفية فى إنجلترا بالقسم الشرقى من مقاطعة يوركشير، حيث إن الظروف المناخية هنا ساعدت على إنتشار الحشائش اللينةالجيدة لتربية أغنام الصوف. أما فى جمهورية مصر العربية فتتركز مصانع غزل الصوف ونسجه فى النصف الشمالى من الدلتا حيث إن الهواء يعد أعلى رطوبة من هواء الوجة القبلى فى مصر. ولكن نتيجة لاستخدام وسائل التدفئة والتبريد الصناعى فى الوقت الحاضر، نجح الإنسان فى التغلب على كثير من المشكلات التى تنجم عن الظروف المناخية داخل جدران المصانع، إلا أن ذلك يزيد بلا شك فى التكلفة الإنتاجية لمثل هذه المصنوعات.

وقد عمل الإنسان منذ القدم على إستغلال بعض عناصر المناخ فى توليد الطاقة المحركة لخدمة إنتاجه وحاجاته. فقد إستغل الإنسان الرياح الشديدة فى تشغيل المراوح والطواحين الهوائية، وفى دفع المياه من المناطق المنخفضة إلى المناطق الأعلى منسوباً وعند إستخراج المياه الجوفية من الآبار. وفى المناطق الغزيرة الأمطار والمقطعة بالمجارى النهرية السريعة الجريان ذات الشلالات العالية إستغل الإنسان عمليات تساقط المياه فى توليد الطاقة المحركة وتشغيل مصانعه كما تمثل ذلك فى السهول الشرقية

(١) Landsberg H.E., "Physical Climatology, 2ed, edi, Gray Printing Co. Du Bois (1960) P.446.

للولايات المتحدة الأمريكية منذ القرن السادس عشر الميلادى، وتكون على هذه المجارى النهرية التى تقطع هذه السهول ما عرف باسم خط المساقط Fall Line الذى ساعد على ظهور النهضة الصناعية الأمريكية. هذا إلى جانب ما ينتظره الإنسان من تطور فى صناعاته بعد تعميم إستخدام الطاقة الشمسية كمصدر من مصادر الطاقة المحركة بصورة إقتصادية فى المستقبل القريب.

(٤) المناخ وطرق النقل:

تكاد تتأثر حركات النقل الجوية والبحرية والبرية بالظروف المناخية المتنوعة. فمن الضرورى لسلامة الملاحة الجوية أن يكون الملاح الجوى على معرفة متصلة بالتغيرات الطقسية أثناء عمليات الطيران الجوى.ويهتم الملاح الجوى بمعرفة الخصائص الطقسية فى الطبقات السفلى والعليا من الغلاف الجوى، كما يتزود الملاح الجوى ببيانات الطقس الجوى المتلاحقة عن طريق محطات الأرصاد الجوية على سطح الأرض وذلك تأميناً لسلامة حركات الطيران الجوى، وتفادى الطيران فى المناطق المعرضة لحدوث الأعاصير والسيئة الرؤية. وعند إختيار مواقع المطارات، يهتم المهندسون باختيار مناطق لا تتعرض لحدوث الضباب بكثرة، ولا تتأثر بحدوث الزوابع والأعاصير أو لأخطار سقوط الثلج، وأن لا تتعرض أرض المطارات لفعل السيول الجافة أو الفيضانات المدمرة.

وبالنسبة للملاحة البحرية يلزم على قبطان السفينة أن يلم إلماماً كاملاً بكل ما يتعلق بالتغيرات الطقسية أثناء قيامه برحلاته البحرية. فعليه أن يدرك أولاً بأول إتجاه الرياح وسرعتها والكتل الهوائية التى تقع على طول الخط الملاحى البحرى وأن يدرك موعد حدوث الأعاصير والإنخفاضات الجوية ومرور أسطح الجبهات المختلفة، وأثر كل ذلك على حالة البحر ومدى إرتفاع الأمواج وبالتالى على سلامة سفينته. هذا وقد يتعذر خروج السفن من الميناء أو الدخول إليه فى حالة حدوث العواصف وإرتفاع أمواج البحر كما قد يتعذر على السفن الملاحة فى المحيطات

القطبية إذا ما تعرضت مياهها السطحية للتجمد.

وتتأثر سلامة الحركة عى طرق النقل البرى بتغير الظروف الطقسية. فكثيراً ما ترتفع عدد حوادث السيارات عندما يشتد الضباب وتسوء الرؤية. فى حين تتعرض محركات السيارات للإحتراق عندما ترتفع درجة حرارة الهواء خلال أشهر الصيف فى المناطق المدارية. وكثيراً ما تقفل الطرق الجبلية فى البلاد التى يتساقط فيها الثلج بدرجة كبيرة، وتسبب المياه المنصهرة من الثلج ومياه الأمطار الغزيرة على تعرض أجزاء من ارضية الطريق البرى لعمليات الهبوط الأرضى Subsidence وقد تنهار التربة والرواسب على جوانب الطرق الجبلية الشديدة الإنحدار Debris and Soil avalanches.

(٥) المناخ وملبس الإنسان وراحته:

من المعلوم أن جسم الإنسان يولد فيه الحرارة عند قيامه بأوجه النشاط المختلفة ومنح الله الإنسان قدرات تمكنه من تنظيم درجة الحرارة داخل جسمه. فعندما ترتفع درجة حرارة جسم الإنسان يخرج العرق لينظم درجة حرارته وتتأثر حرارة جسم الإنسان كذلك بالظروف الطقسية المتباينة أى عندما ترتفع درجة حرارة الهواء أو تنخفض بشدة وكل ذلك يؤثر فى كيفية التوازن الحرارى Heat Balance لجسم الإنسان، بل وفى مزاجه ومدى نشاطه وقدرته على العمل ومدى تعرضه للأمراض الناتجة عن التغير الفجائى فى الظروف الطقسية.

وتبعاً لاختلاف درجة حرارة جسم الإنسان Homothermy عن درجة حرارة الهواء المحيط به، يلبس الإنسان الملابس الثقيلة الداكنة اللون شتاءً، والملابس الخفيفة الواسعة الفاتحة اللون صيفاً. وعند صنع هذه الملابس يراعى المختصون إختيار الألياف الطبيعية والصناعية المناسبة للظروف الطقسية، بحيث تساعد هذه الألياف على تنظيم عمليات التبادل الحرارى بين جسم الإنسان والهواء المحيط به. أى تعمل على تقليل فقدان الجسم

لدرجة حرارته فى أوقات البرودة، ومساعدة جسم الإنسان على التخلص من الحرارة الزائدة فى الأوقات الحارة. وقد تقدمت صناعات النسيج اليوم تقدماً كبيراً بعد نجاحها فى تقديم أنواع متعددة من المنسوجات تحمى جسم الإنسان من الأشعة الشمسية الشديدة والأمطار الغزيرة والجو الرطب، بل ومن الإحتراق أو دخول أشواك النباتات فى جسم الإنسان.

وفى المناطق التى تتعرض دائماً لهبوب الرياح المحملة بالرمال كما هو الحال فى شمال الصحراء الكبرى يضع أفراد قبائل الطوارق اللثمة من الأقمشة فوق أنوفهم وأفواههم وقاية لهم من الأتربة والرمال الدقيقة الحجم التى تلوث الجو أثناء حدوث العواصف الرملية.

وعلى ذلك إهتم علماء المناخ التطبيقى اليوم بدراسة أثر الظروف الطقسية على راحة الإنسان(١) Human Comfort . فقد عنى هؤلاء العلماء بدراسة التغير اليومى فى درجة الحرارة، وفى الرطوبة النسبية وحركة الرياح أو سكون الهواء وأثر كل ذلك على راحة الإنسان ومزاجه ونشاطه. ومن بين هذه الدراسات تلك التى قام بها تيرجونج Terjung(٢) حيث قسم أرض العالم إلى إحدى عشر إقليماً مناخياً حيوياً Bioclimatic regions وذلك على أساس إختلاف نسبة الرطوبة والمتوسط الشهرى لدرجة الحرارة. وتعد أنسب هذه الأقاليم لراحة الإنسان وزيادة قدرته على العمل بحسب دراسته هو ذلك الإقليم الذى يبلغ فيه المتوسط الشهرى لدرجة الحرارة ٦٨°ف ولا تزيد نسبة الرطوبة الشهرية عن ٧٠٪. وتعد الأقاليم الحارة فى رأيه هى تلك التى يرتفع فيها المتوسط الشهرى لدرجة الحرارة عن ٧٤°ف وترتفع فيها نسبة الرطوبة عن ٧٠٪، أما الأقاليم الباردة فتنخفض فيها درجة الحرارة الشهرية عن ٣٥°ف والشديدة البرودة جداً

---

(١) Mather, J.R., "Climatology, Fundamentals and Applications", Mc Graw-Hill, New York, (1974) P.220.

(٢) Terjung, W.H., "Physiologic Climates of the conterminous United States", A bioclimatic classification based on Man Ann. Ass. Amer. Geographer, vol.56 no.1(1967) P.141-179.

هى تلك التى تنخفض فيها درجة الحرارة الشهرية عن -٤°ف [١]. كما رجع الأستاذ مازر[٢] Mather, 1954 كذلك بأن هجرة الإنسان القديم من أواسط آسيا إلى شمال أمريكا الشمالية وإلى جنوب غربى آسيا وأفريقيا خلال فترات ما قبل التاريخ إنما يعزى إلى تغير الظروف المناخية، ومحاولات الإنسان البحث عن المناطق ذات الظروف الطقسية والمناخية التى تناسب راحته ومزاجه وقدرته وإقباله على العمل.

(٦) المناخ وصحة الإنسان:

ادرك الإنسان منذ القدم أن الطقس والمناخ لهما تأثيرهما المباشر فى صحته ونشاطه.فربط الفيلسوف الأغريقى هيبوقراط Hippocrates (٤٦٠-٣٧٧ ق.م) بين الأمراض الموسمية التى يتعرض لها الإنسان، وتغير الظروف المناخية من فصل إلى آخر وميز هيبوقراط بين أنواع أمراض الصيف وأنواع أمراض الشتاء ووضع بذلك حجر أساس علم المناخ الطبى Medical Climatology. وعلاج الأمراض المتنوعة للمناخات المختلفة Climatotherapeutics.

ويرجع الفضل حقيقة إلى الأطباء أكثر منه إلى الجغرافيين فى الربط بين المعلومات المناخية والظاهرات الصحية وأنواع الأمراض التى يتعرض لها الإنسان. فمنذ بداية القرن الثامن عشر، ظهرت دراسات طبية توضح العلاقة بين تغير الظروف المناخية وإنتشار الأوبئة والأمراض وزيادة نسبة الوفيات وتوطن بعض الأمراض فى المناطق الصناعية ومناطق المحاجر والمناجم.

وحاول الطبيب كلدن C. Colden (1716) إظهار العلاقة بين ظروف مناخ مدينة نيويورك (خلال هذه الفترة الزمنية) وأنواع الأمراض التى

---

(١) Mather, J.R., "Climatology, Fundamentals and Applications", Mc Graw-Hill, New York, (1974) P.254.

(٢) Mather, J. R, "The effect of climate on the New World migration of primitive man", Jour. Anthropology, vol. 10. no.3 (1954) P.304-321.

كانت منتشرة بين سكانها[1]. ثم ظهرت فى الولايات المتحدة الأمريكية بعدذلك دراسات الطبيب لينج فى عام ١٧٣٧ Dr. J. Lining والطبيب شامبرز فى عام ١٧٧٦ L. Chambers التى إختصت بدراسة التغيرات المناخية ومدى توطن بعض الأمراض فى كارولينا الجنوبية[2]. كما إهتمت هذه الدراسات كذلك بكيفية تفاعل جسم الإنسان (عن طريق الدورة الدموية والعرق) مع التغيرات الطقسية ليبقى الجسم فى درجة حرارته العادية (٣٧°م أى ٩٨,٦°ف).

وقد قسم الباحثون فى علم المناخ الطبى Medical Climatology أنواع الأمراض بحسب الظروف المناخية الممثلة فى كل من أقاليم العالم المختلفة.

فهناك أمراض المناطق الحارة الرطبة وأمراض المناطق الباردة وأمراض المناطق الجبلية. فتنتشر الإنفلونزا وأمراض الحنجرة وفقر الدم (الأنيميا Anemia) فى المناطق الباردة، والملاريا والحمى الصفراء والكوليرا والتيفوئيد والدوسنتاريا فى المناطق المدارية الحارة الرطبة ومرض النوم بسبب ذبابة تسى تسى فى المناطق الإستوائية.

ولا يخفى علينا أهمية تلوث الهواء Air Pollution (خاصة عندما يصاحب ذلك حدوث الضباب) وأثر ذلك على صحة الإنسان. فعندما ترتفع درجة تلوث الهواء بالأتربة والدخان والمواد الغازية السامة يصبح الهواء الذى يستنشقه الإنسان بالغ الخطر على حياته. فقد قدر العلماء بأن مقدار ما يتصاعد من مداخن مصانع مدينة ليدز مثلاً يبلغ نحو ٣٥ الف طن من الغبار سنوياً. ولهذا الغبار تأثيره الكبير على طقس المدينة ومناخها حيث يحجز جزءاً من أشعة الشمس ويسبب حدوث الضباب الأسود وإنتشار المواد الحمضية فى الجو. وعندما تعرضت مدينة لندن لحدوث الضباب

---

(١) Cassedy, J.H., "Meteorology and Medicine in colonial America"., Jour Hist. Med. Sci., Vol 24 No.2(1969), P.193-204.

(٢) Mather, J.R., "Climatology...", Mc Graw-Hill, N.Y. (1974) P.262-292.

الأسود الملوث بالأتربة والغازات عام ١٩٠٢ أدى ذلك إلى مصرع الاف من سكان المدينة وتكررت نفس الظاهرة نتيجة لتلوث الهواء فوق المناطق الصناعية مثل دنورا Donora فى بنسلفانيا بالولايات المتحدة الأمريكية فى عام ١٩٤٨، وبوادى الميز Meuse valley فى عام ١٩٣٠. ولذلك إهتم هدجسون (Hudgson (1970) بدراسة أثر تلوث هواء مدينة نيويورك بغازات ثانى اكسيد الكربون وثانى اكسيد الكبريت وأول اكسيد الكربون فوق ضباب المناطق الصناعية وأثرها فى زيادة نسبة الوفيات خاصة بين كبار السن (الذين تزيد أعمارهم عن ٦٠ سنة) وهكذا أصبح تلوث الهواء من الظاهرات المخيفة والخطرة على حياة الإنسان فى وقتنا المعاصر وذلك بعد إنتشار محطات توليد القوى المحركة، والمصانع المطورة التى تستخدم فى تشغيلها الوقود الذرى. وقد ينتج عن ذلك تلوث الهواء بل ومياه الأنهار والبحيرات بالعناصر الذرية الخطرة على حياة الإنسان[1].

وقد إهتم كثير من الباحثين بدراسة تلوث الهواء بالأتربة والذرات الدقيقة عند حدوث العواصف الرملية وأثر ذلك فى إنتشار أمراض العيون خاصة مثل (الرمد الربيعى). وفى صحة الإنسان عامة[2].

(٧) المناخ ومسكن الإنسان وفن العمارة:

نتج عن هجرات الإنسان القديم المتلاحقة خلال فترات ما قبل التاريخ أن وجد نفسه أحياناً فى مناطق ذات مناخ لا يتناسب تماماً مع راحته وحاجته. فقد تكون تلك الأقاليم المناخية اشد حرارة أو اشد برودة عن ما يتحمله الإنسان. ومن ثم حاول الإنسان منذ القدم التغلب على قسوة الظروف الطقسية والمناخية والتكيف معها وذلك باستخدامه -كما سبقت الإشارة من قبل- ملابس خاصة، أو ببناء مساكن له تؤمن له الحياة السهلة بداخلها وتحقق له الراحة والطمأنينة. ويؤكد علماء الهندسة

---

(١) المرجع السابق (١٩٧٤) ص٢٦٢.

(٢) Hodgson, T.A., Sir., "Short-term effects of air pollution on Mortality in New York City", Eviron. Sci. Tech. vol.4 No.7 (1970), P.589-597.

المعمارية اليوم، بأن تصميمات ونماذج مساكن الإنسان البدائى والتى صنعت بالمواد الأولية المحلية فى المنطقة، كثيراً ما كانت مناسبة تماماً للظروف المناخية السائدة فى كل منطقة [1]. فيتبين مثلاً أن مسكن الإسكيمو والذى يبنى عادة من الثلج الشتوى وعظام الحيتان وبعض الأخشاب يمكن له أن يحتفظ بالحرارة داخله لمدة طويلة بحيث يصبح المنزل اكثر دفئاً من الهواء الخارجى المحيط به. وعلى ذلك يلبس الإسكيمو أثناء وجودهم داخل منازلهم الثلجية الملابس الخفيفة على الرغم من أن درجة حرارة الهواء خارج المنزل قد تصل إلى -٢٠°م.

أما الجماعات البدائيةفى شمال شرق سيبريا مثل الشاكشى Chukchee والكورياك Koryak فيسكنون داخل خيام مخروطية الشكل مصنوعة من الفراء لتحتفظ بأكبر قسط من درجة الحرارة داخل الخيمة. وفوق هضاب أعالى نهر كولومبيا تبين أن الهنود الحمر حتى قبل مجىء كرستوفر كولمبس إلى أمريكا (١٤٩٢م) كانوا يعيشون فى مسكن على شكل حفر تحت الأرض بعمق يتراوح من ٤ إلى ٦أقدام ومتوسط طول الحفرة نحو ١٥ قدماً. ويصنع للمنزل غطاء أو سقف مستوى أو مخروطى الشكل ويتغطى هذا السقف بأفرع أشجار الأرز وبعض الحشائش والأعشاب المميثلة فى المنطقة. أما فى المناطق الرطبة الغزيرةالأمطار المرتفعة الحرارة كما هو الحال فى شبه جزيرة فلوريدا (جنوب شرق الولايات المتحدة الأمريكية) فنلاحظ أن الجماعات البدائية القديمة مثل السيمينول Seminoles كانوا يعيشون فى منازل على شكل حجرات متسعة وتتكون أسقفها من الأعشاب وأغصان الأشجار لتحميهم من الأشعة الشمسية الشديدة، وليستظلوا بظلالها الوارفة، كما كانت هذه المساكن تتميز بجودة تهويتها الداخلية وأن أرضيتها تعلو عن سطح الأرض بعدة أقدام

(١) Olgyay, V., "Design with Climate, Bioclimatic approach to Architectural Regionalism", Princeton Univ. Press, New Jersey,(1963) P.190.

داخل المنزل.

وعند إختيار مواقع المدن الجديدة وتخطيطها ينبغى على المختصين دراسة المناخ التفصيلى Micro - Climates للمنطقة المختارة، ودراسة مدى تأثر هذا الموقع بالرياح المحلية وبنسيم البر والبحر وبنسيم الجبل والوادى، وبمدى حدوث الضباب، وتعرض المنطقة للأعاصير والإنخفاضات الجوية، ومدى تنوع درجة حراة الهواء فوق أجزاء الموقع المختار تبعاً للتنوع فى الإرتفاع عن سطح البحر. وكل هذه المعلومات تهم بلا شك المهندس المعمارى الذى يقوم بتصميم نماذج المسكن المناسب للإنسان(١). وقد أوضح الأستاذ ميتشيل Mitchell, 1962(٢) بأن المدن الكبرى قد تكون هى العامل المُغير فى حالة المناخ المحلى للمدينة Urban Climate، فينتج عن كثرة عدد سكان المدينة وتعدد مصانعها وكثرة السيارات التى تجرى فى شوارعها وكثرة عدد المداخن التى تتوج مبانيها، أن تزداد درجةتلوث الهواء بالأتربة والدخان والغازات ومن ثم ترتفع درجة حرارة الهواء فوق المدينة بصورة أكبر من تلك بالنسبة للمناطق المجاورة لها. وهكذا يتكون ما أسماه ميتشيل بالجزر الحرارية Heat Islands.

وقد أوضحت دراسات لاندسبرج Landsberg, 1950(٣) لمتوسط

---

(١) Paterson, J.I., "The clima.e of cities.." Public Health Survey, Nat Air pollution Control, Andin. Ap. 59 (1969)P.48.

- قام المؤلف بمساعدة زميله الدكتور ويلفريد باخ Wilfred Bach فى عام ١٩٦٣ فى عمليات رصد وتسجيل درجات حرارة الهواء فوق أجزاء مدينة شيفيلد الصناعية بإنجلترا، وحساب مدى تلوث الهواء بغاز ثانى اكسيد الكربون وثانى اكسيد الكبريت وعمل خرائط توضح الجزر الحرارية فوق أحياء مدينة شيفيلد الصناعية حيث كان هذا البحث هو موضوع رسالة الدكتوراه (مناخ مدينة شيفيلد) للدكتور ويلفريد باخ.

(٢) Mitchell J.M. Jr., "The Thermal Climate of cities.." in "Air over cities", Symposium, Rebort A. Troft sanitry Eng. Center. Tech Report A 62-5 (1962),131-145.

(٣) Landsberg, H. E., "Microclimatic Research in relation to building construction", in weather and building industry, Proc. Bldg. Res. Advisory Board, BRAB Conf. Report I Nat. Head. Sci Nat-Res Coun Washington (1950) P.23-29.

درجات الحرارة التى رصدها خلال شهر أغسطس أثناء فترة ما بعد الظهر وعند المساء لمدينة واشنطن بالولايات المتحدة الأمريكية أربع ملاحظات تتعلق بالمناخ التفصيلى لهذه المدينة تتلخص فيما يلى:

أ- تمتص جدران المنازل الإشعاع الشمسى بسهولة.

ب- يعدل مجرى النهر الذى يخترق وسط المدينة فى درجة حرارة الهواء.

جـ- تعمل المناطق المرتفعة من المدينة على إنخفاض درجة حرارة الهواء الممثل فوقها خاصة خلال فصل الصيف.

د- تنخفض درجة حرارة الهواء فى المناطق التى تغطيها الغابات بالقرب من أطراف المدينة وذلك تحت تأثير ظلال الأشجار Shades وبفعل عمليات التبخر والنتح Evapotranspiration.

وقد درس نيكولاس[1] Nicholas, 1971 متوسطات درجة حرارة هواء مدينة واشنطن خلال فصلى الصيف والشتاء (متوسط ٢٠ سنة) وأوضح العلاقة بين تأثير المناطق الصناعية والسكنية والجبلية والغابية وأشكال خطوط الحرارة المتساوية الفصلية فوق المدينة، ثم عالج بعد ذلك أثر كل من الرطوبة والحرارة وتلوث الهواء فوق مدينة واشنطن وأثر ذلك فى الصحة العامة لسكان هذه المدينة[2].

(٨) الأهمية الجيوستراتيجية لعلم المناخ:

لا تقتصر أهمية المناخ على الحياة العملية ونشاط الإنسان ومسكنه وملبسه بل للمناخ أهمية جيوستراتيجية يقدرها بحق المخططون لسير المعارك الحربية. وأصبح من بين أعمال سلاح الإشارة فى الجيوش المتقدمة

---

(١) Nicolas, F. W., "The chaning from of the urban heat Island of Metropolitan Washington" Tech. papers, American Congress on Surveying and mapping. Annual. Meating March 7-12, Washington (1971).

(٢) تعد المدن الكبرى فى عالمنا العربى مثل القاهرة والإسكندرية وعمان، والكويت وبغداد ودمشق والرياض والجزائر ووهران وبيروت فى حاجة ماسة إلى دراسات تفصيلية تتعلق بمناخها. ويتطلب هذا من الدارس للمناخ التفصيلى لأى من هذه المدن أن يقوم بإنشاء محطات رصد جوى مؤقتة فى كل مدينة منها يرصد ويسجل فيها تغير الأحوال الطقسية لفترة زمنية مختارة ليحدد خصائص المناخ التفصيلى لكل من هذه المدن والعوامل الجغرافية المختلفة التى تؤثر فى مناخ كل مدينة منها.

رصد العناصر الجويه , تسجيلها أولاً بأول لخدمة القوات الجوية والبحرية والبرية. ويذكرنا التاريخ بأن من أسباب فشل حملة نابليون بونابرت على الأراضى الروسية هو قسوة الظروف المناخية الشتوية لهذه البلاد وما تعرض له جنوده من البرد القارس والثلج الساقط، وأصبحت تحركاتهم مشلولة تحت هذه الظروف المناخية. ويحكى التاريخ قصصاً عديدة توضح أثر الظروف الجوية فى نجاح المعارك أو فشلها. فقد هلك مئات من جنود الكونت بلدوين عندما تعرضوا للبرد الشديد فى عام ١١٠٠م، ولم تساعد الظروف الجوية القاسية الفرنجة دخولهم دمياط فى عام ١٢١٨م[١]، وتكررت هذه الظروف أثناء الحربين العالميتين الأولى والثانية، حيث إجتاحت جيوش الألمان الأراضى البولندية خلال فترةإنقطاع سقوط الأمطار ومن ثم أحسنوا إستخدام وحداتهم الميكانيكية فى الهجوم. وإجتازت البوارج الألمانية مضيق دوفر الحصين خلال يوم عبوس ملبد بالغيوم فلم يستطع السلاح الجوى البريطانى إيقاف الهجوم الألمانى. وعلى ذلك تلعب الظروف الطقسية دوراً بارزاً فى سير المعارك الحربية، فقد يكون من الصعب القيام بالهجوم الجوى أثناء حدوث العواصف والأعاصير أو عند حدوث الضباب الكثيف وسوء حالة الرؤية. فى حين قد يختار رجال الصاعقة مثل هذه الظروف المناخية الصعبة للعمل خلف خطوط العدو وقبل هبوط رجال المظلات فى المناطق المختارة لهم، وعند تقدم الآليات العسكرية والدبابات ينبغى أن يكون القائد العسكرى على معرفة تامة بالظروف الطقسية التى قد تعرقل من إتمام قيام هذه العمليات العسكرية بالنجاح المطلوب. ولذلك لم يكن غريباً أن تكون أعمال الأرصاد الجوية تابعة لإشراف جيش الولايات المتحدة الأمريكية، وأن يكون لجيوش بعض الدول المتقدمة مثل بريطانيا وألمانيا وفرنسا والإتحاد السوفيتى هيئات خاصة بالجيش من وظيفتها إعداد الخرائط الطقسية التى تلزم وحدات الجيش المختلفة. وهكذا يتضح لنا القيمة العلمية والعملية لعلم المناخ التطبيقى والخصائص الحيوية لهذا العلم فى وقتنا المعاصر.

---

(١) محمود حامد محمد «المتيورولوچية» القاهرة (١٩٤٦) ص٢-٣.

الفصل الثالث

الغلاف الجوى للكرة الأرضية

طبيعة الغلاف الجوى:

الغلاف الجوى أو الغازى عبارة عن غطاء سميك من الغازات يحيط بالكرة الأرضية من جميع الجهات ويتراوح سمكه من ١٠ إلى أكثر من ٢٠٠ ميلاً ومن المعلوم أن الهواء Air لا لون له ولا رائحة ولا طعم له كذلك، كما لا يشعر الإنسان بالهواء إلا عند تحركه، ويسمى فى هذه الحالة بالرياح Wind. ويتميز الهواء بقدرته على الحركة Mobil وقابليته للمرونة Elastic والإنضغاط Compressible والتمدد Expansible، كما ينقل الهواء الموجات المنضغطة Compression Waves. والغلاف الجوى شفاف Transparent بالنسبة للأنواع المختلفة من الإشعاع الشمسى التى تخترقه. وعلى الرغم من أن الهواء أقل كثافة من المياه ومن صخور الأرض، إلا أن له وزن ويتولد عنه ضغط تبعاً لمدى ثقله. وحيث أن الطبقات السفلى من الغلاف الجوى تنضغط بدرجة أكبر من تلك فى طبقاته العليا، فإن كثافة الهواء تقل بسرعة مع الإرتفاع عن سطح الأرض[١].

ويقدر العلماء وزن الكتلة الإجمالية للغلاف الجوى بنحو ٥٦×١٠^{١٤} طن ويلاحظ أن نصف هذه الكتلة الهوائية لا تبعد عن سطح الأرض بأكثر من ١٨,٠٠٠ قدم[٢]، بل إن أكثر من ٩٩٪ من جملة كتلة الغلاف الجوى لا تبعد بأكثر من ٢٠ ميلاً فقط من سطح الأرض. ويحمى الغلاف الجوى سطح الكرة الأرضية من تساقط بقايا الشهب والنيازك من الفضاء الخارجى حيث ينتج عن إحتكاك هذه البقايا الكونية الساقطة

---

(١) Howard, J. Critchfield, "General Climatology", Prentice-Hall, N.J. 2end edi (1966) P.8-13.

(٢) Barry R.G. and Chorley, R. J., "Atmosphere, weather and Climate", Methuen, London (1969)P.17-20

بالغلاف الجوى إحتراقها قبيل وصولها على سطح الأرض. وبدون الغلاف الجوى حول الكرة الأرضية تنعدم الحياة على سطح الأرض، حيث إن الهواء هو مصدر تكوين السحب وهبوب الرياح والعواصف وسقوط الأمطار، وتكوين الموارد المائية على سطح الأرض، كما أن بعض غازات الهواء (الأكسچين) يعتمد عليه كل من الإنسان والحيوان فى عمليات التنفس[١]. هذا وينظم الغلاف الجوى القوة الكاملة Full Force للإشعاع الشمسى الساقط على الأرض، كما يمنع الفقدان الكلى للإشعاع الأرضى المرتد من سطح الأرض إلى أعالى الغلاف الجوى. ومن ثم ينظم الغلاف الجوى درجات الحرارة بحيث تصبح مناسبة تماماً لحياة الإنسان وإذا ما تخيلنا عدم وجود الغلاف الجوى حول الأرض لارتفعت درجة حرارة سطح الأرض إلى نحو ٢٢٠° ف أثناء النهار، وإنخفضت هذه الحرارة إلى أقل من -٣٠٠° ف أثناء الليل، ويصبح المدى الحرارى اليومى كبيراً جداً مثل ذلك الذى يتمثل فوق بعض كواكب المجموعة الشمسية، وتحت هذه الظروف الأخيرة تنعدم الحياة البشرية على سطح الأرض[٢].

نشأة الغلاف الجوى:

حاول العلماء معرفة كيفية نشأة الغلاف الجوى بمقارنة الخصائص العامة لكوكب الأرض وبقية كواكب المجموعة الشمسية. وقد إتضح بأن معظم كواكب المجموعة الشمسية ليس لها غلاف جوى. وإن الغازات التى تتمثل عند الأطراف العليا للغلاف الجوى لكوكب الأرض تتألف من غازات خفيفة جداً تتألف من الأيدروچين Hydrogen والهليوم Helium، ويندر وجود الغازات الخفيفة بالقرب من سطح الأرض. وعلى ذلك رأى العلماء بأن الغلاف الجوى لكوكب الأرض والذى يتألف أساساً من النيتروچين N_2 والأكسچين O_2 تكوّن عند بداية ميلاد الكرة الأرضية نفسها وأثناء مراحل

---

(١) Herbert Riehl, "Introduction to the atmosphere", Mc Graw-Hill, N.Y. (1972) P.3-30.

(٢) Byers, H. R., "General meteorology", Mc Graw-Hill, N.Y. 3rd edi (1959) P.7.

تكوين القشرة الصخرية لسطح الأرض[1]. فعند إنبثاق الغازات الأولية نتيجة لتفاعل المواد المشعة فى باطن الأرض، تصاعدت الغازات إلى أعلى، وأخذت ترتب نفسها رأسياً بحسب كثافتها ومدى ثقلها. ومن ثم تركز النتروجين والأكسجين بالقسم الأسفل من الغلاف الجوى فى حين صعد الهليوم والأيدروجين عند الأطراف العليا لهذا الغلاف. وربما أتاحت هذه الظروف القديمة أيضاً الفرصة لتراكم بعض الغازات الفضائية Cosmic Gases وتجمعها حول سطح الكرة الأرضية[2].

وقد إقترح بعض العلماء تكوين الغلاف الجوى لكوكب الأرض على ثلاث مراحل هى[3]:

المرحلة الأولى:

كانت الأرض عند بداية ميلادها تتألف من سحب الغبار والغازات السديمية التابعة لدرب التبانة وكانت كتلة الأرض الأولية عبارة عن تجمعات من الغبار الكونى والنيازك Meteorites ومحاطة بغازات الهيدروجين والهليوم ولم يكن الأكسجين ممثلاً فيها. وبعد عدة ملايين من السنين نمت كتلة الأرض الأولية عن طريق إلتحام المواد الكونية فى حين عملت النيازك على تسخين الغلاف الغازى للأرض وإندفعت الغازات الخفيفة الوزن إلى أعلى. ونتيجة للحركة المحورية لكتلة الأرض تكورت الأرض وتكون ثقلها فى مركزها الداخلى وزاد نشاطها البركانى الذى أدى بدوره إلى إنبثاق كميات ضخمة من اللافا والرماد البركانى والغازات وخاصة ثانى اكسيد الكربون Co_2 والنتروجين N_2 وكذلك بخار الماء H_2O. ولم يكن غاز الأكسجين الحر (أى بمفرده) موجوداً حتى هذه المرحلة. وبعد ملايين السنين الأخرى إستطاع النشاط البركانى للأرض تكوين

(١) Landsberg, H. E., "Origin of the atmosphere", Scient. Am. vol. 189, 2 (1953) P.82-86.

(٢) Howard, J. Critchfield, "General Climatology", Prentice-Hall, N.J., 2nd edi, (1966) P.9.

(٣) Moran, J. and Morgan, M., "Meteorology", 3rd edi, Macmillan Pub. N.Y.(1991) P.70.

غلاف جوى سميك تزداد فيه نسبة ثانى اكسيد الكربون والنتروجين. ونتج عن تركز الإشعاع الشمسى فى القسم الأعلى من الغلاف الجوى تكسير ذرات بخار الماء وتكوين غاز الأكسجين الحر لأول مرة فى الغلاف الجوى، كما اضافت عمليات التحلل الإشعاعى لذرات البوتاسيوم فى قشرة الأرض غاز الأرجون الخامل Inert Argon إليه. ويعتقد العلماء بأن حجم الغلاف الجوى فى هذه المرحلة الأولية كان ٢٠ مثلاً لحجمه الحالى، وتبعاً لزيادة تركز غاز ثانى اكسيد الكربون كانت درجة حرارة هواء الغلاف الجوى اعلى بكثير من درجة حرارة اليوم (تتراوح من ٨٥ إلى ١١٠°م).

المرحلة الثانية:

بدأت هذه المرحلة مع بداية تكوين الأحواض المحيطية وظهور الحياة على سطح الأرض بعد أن سقطت عليها الأمطار. وخلال فترات الهدوء التكتونى لباطن الأرض تعرض غلافها الغازى للتبريد وللتكاثف وسقوط الأمطار بغزارة وتجمع المياه فى الأحواض المحيطية. وعلى ذلك بدأت تظهر بدايات الحياة الأولية البسيطة منذ نحو ٣٥بليون سنة وقامت كائناتها بعمليات التمثيل الضوئى وذلك بامتصاص ثانى اكسيد الكربون من الجو واستخراج الأكسجين من أجسامها الذى أخذ حجمه فى الزيادة التدريجية منذ ذلك الحين إلى ان اصبح يمثل اليوم ٢٠,٩ ٪ من جملة وزن غازات الغلاف الجوى. أما غاز ثانى اكسيد الكربون فقد تعرض للإستنزاف وتدنى حجمه إلى أن أصبح يمثل اليوم ٠,٠٣ ٪ من وزن الغلاف الجوى. واستخدمت الكائنات البحرية غاز ثانى اكسيد الكربون الذائب فى المياه فى بناء قشورها وأصدافها وعند موتها تتجمع هياكلها فوق أرضية المحيطات لتكون الصخور الجيرية الكربوناتية.

المرحلة الحديثة:

فى هذه المرحلة أخذت غازات الغلاف الجوى ترتب نفسها رأسياً

حسب ثقلها ووزنها وتجمعت الغازات الرئيسية للغلاف الجوى فى قسمه الأسفل حتى إرتفاع ٨٠كم من سطح الأرض. وأطلق العلماء على هذا القسم الأسفل مصطلح «النطاق المتجانس» Homosphere أما النطاق العلوى من الغلاف الجوى الذى يتركب من غازات خفيفة الوزن متعددة ومتنوعة فيطلق عليه تعبير «النطاق المتغاير» Heterosphere. وهكذا أصبح النتروجين (٧٨٪) والأكسجين (٢٠,٩٪) هما من أهم الغازات الرئيسية المكونة للقسم الأسفل من الغلاف الجوى للأرض. ثم يلى ذلك من حيث الوزن كل من الأرجون (٠,٩٣٪) وثانى أكسيد الكربون (٠,٠٥٣٪). فى حين يتركب القسم الأعلى من الغلاف الجوى من غازات خفيفة الوزن متعددة النوع من بينها غازات النيون Neon والهليوم Helium والميثان Methane والكربتون Krypton والهيدروجين Hydrogen والأوزون Ozon والزنون Xenon.

وتعمل الأشعة فوق البنفسجية على تكسير ذرات أكسيد الأكسجين O_2 إلى ذرات منفصلة Photo dissociation فى القسم الأعلى من الغلاف الجوى. فى حين لا تستطيع القيام بهذا الفعل فى القسم الأسفل منه اللهم إنه عند إتساع فجوات الأوزون وإختراق الأشعة فوق البنفسجية طبقات الغلاف الجوى ووصولها إلى سطح الأرض.

وإذا كانت مياه البحار والمحيطات تكونت تبعاً لتساقط الأمطار التى تكونت ولا تزال تتكون اليوم فى الغلاف الجوى للأرض، فإن المياه قد إنبثقت أصلاً من باطن الأرض، ويقول عز وجل «والأرض بعد ذلك دحاها، أخرج منها ماءها ومرعاها». وإحتلت المياه مساحات واسعة من سطح الأرض تربو على ٧٩٪ من مساحة سطح الكرة الأرضية. وتمثل مياه المحيطات ٩٧,٢٪ من إجمالى حجم المياه على سطح الأرض فى حين تمثل الغطاءات الجليدية ٢,١٥٪ والمياه الجوفيه ٠,٦٢٪ ومياه البحيرات العذبة ٠,٠٠٩٪ ومياه البحيرات المالحة ٠,٠٠٨٪ والمياه فى التربة ٠,٠٠٥٪ ومياه الغلاف الجوى ٠,٠٠١٪ ومياه المجارى النهرية ٠,٠٠٠١٪ من إجمالى حجم المياه على سطح كوكب الأرض.

ويجدد الغلاف الجوى نفسه سنوياً وبصورة تدريجية عن طريق تصاعد الغازات الباطنية الأولية (أى التى تظهر على سطح الأرض لأول مرة) عند إنبثاق المصهورات البركانية على سطح الأرض (يلاحظ أن فعل النشاط البركانى كان كبيراً خلال حدوث الحركات التكتونية الكاليدونية والهرسينية والألبية خلال فترات التاريخ الجيولوجى الطويل). كما تضاف بعض الغازات إلى الغلاف الجوى مع إنبثاق مياه النافورات الحارة،وعند حدوث بعض التفاعلات الكيميائية لبعض المواد على سطح الأرض، ونتيجة لتحلل بعض النباتات والحيوانات والمواد العضوية المختلفة وتخلل بعض التكوينات الصخرية وإحتراق مواد الوقود. هذا ويمر النتروجين بدورة مركبة فى النشاط الذى تقوم به البكتيريا فى التربة، وينتقل إلى انسجة الحيوانات ويظهر كذلك عند تحلل المواد العضوية، ثم يعود النتروجين فى النهاية إلى الغلاف الجوى. وعلى ذلك فإن كلاً من النباتات والحيوانات والبكتريا وبعض التفاعلات الكيميائية فى التربة والمياه ما هى إلا عوامل تساعد على الإحتفاظ بتوازن كمية النتروجين فى الغلاف الجوى وعلى إستمرارية الحياة لكل الكائنات الحية على سطح الأرض بل وفى باطن التربة وفى الغلاف المائى وفى الهواء.

تركيب الغلاف الجوى:

يتركب الغلاف الجوى الجاف Dry air من عدة غازات بحيث يمكن أن يعمل كل منها على حدة منفصلاً عن بقية الغازات الأخرى. وقد إعتقد الإغريق ان الهواء مكون من عنصر واحد. وظل هذا الاعتقاد قائماً حتى القرن الثامن عشر الميلادى عندما نجح الكيميائيون فى فصل الغازات المختلفة للهواء بعضها عن البعض الآخر وتمييز كل غاز منها على حدة.

ويتألف الغلاف الجوى أساساً من أربعة غازات هى النتروجين والأكسجين والأرجون وثانى اكسيد الكربون حيث تكون هذه الغازات اكثر من ٩٩,٩ ٪ من جملة حجم الهواء ويكاد يؤلف النتروجين نحو ٧٨ ٪ من حجم الهواء فى حين يكون الأكسجين نحو ٢١ ٪ من حجم الهواء. أما

الغازات النادرة التى يتألف منها الغلاف الجوى فتتمثل فى النيون Neon (١٨ جزء فى المليون)، والهليوم Helium (٥ أجزاء فى المليون) والميثان Methane والكربتون Krupton (جزء واحد لكل مليون) والهيدروجين Hydrogen ($\frac{١}{٢}$ جزء فى المليون) واكسيد النيتروز Nitrous Oxide ($\frac{١}{٢}$ جزء فى المليون) والزنون Xenon، ومن الغازات غير المستقرة النادرة فى الغلاف الجوى الأوزون Ozone، والرادون Radon. ويوضح الجدول الآتى أهم غازات الغلاف الجوى ونسبتها المئوية بحسب الحجم Volume والوزن Weight بالنسبة لمجموع غازات الغلاف الجوى[(١)].

الغازات	نسبتها المئوية بحسب جملة الحجم	نسبتها المئوية بحسب جملة الوزن
النتروجين N_2	٧٨,٠٨٨ ٪	٧٥,٥٢٧ ٪
الأكسجين O_2	٢٠,٩٤٩ ٪	٢٣,١٤٣ ٪
الأرجون A	٠,٩٣٠ ٪	١,٢٨٢ ٪
ثانى اكسيد الكربون CO_2	٠,٠٣ ٪	٠,٠٤٥ ٪
المجموع	٩٩,٩٩٧ ٪	٩٩,٩٩٧ ٪

ويعد الأكسجين أهم هذه الغازات بالنسبة لحياة الإنسان وإتمام عملية التنفس، ويتحد الأكسجين بسرعة مع كثير من العناصر الكيميائية كما أنه يعد ضرورياً لحدوث عمليات الإحتراق Combustion. أما ثانى اكسيد الكربون فينتج عن حدوث عمليات الإحتراق وعن عمليات الزفير التى يقوم بها الحيوان والإنسان فى حين تمتصه النباتات وتعيد إلى الجو غاز الأكسجين. ويمتص ثانى اكسيد الكربون جزءاً من موجات الإشعاع الأرضى الطويلة. أما النتروجين فلا يتحد بسرعة مع غيره من العناصر الأخرى إلا أنه يدخل فى تركيب كثير من المركبات العضوية. ومن بين أهم

(١) a--- Herbert Riehl, "Introduction to the atmosphere". Mc Graw-Hill, N.Y. (1972) P.19.

b---Byers. H. R.. "General meteorology" Mc Graw Hill, N Y., 3rd edit. (1959) P.21.

تأثيراته فى الغلاف الجوى قدرته على إذابة الأكسجين، ومن ثم ينظم النتروجين عمليات الإحتراق وعمليات الأكسدة Oxidation. ويعد الأوزون من العناصر المؤكسدة إلا أنه يتمثل بكميات محدودة جداً فى الغلاف الجوى، كما أنه يحتل إرتفاعات عالية جداً من الغلاف الجوى مما يجعل تأثيره مقصوراً على مناطق محدودة جداً من الغلاف الجوى. ومن أهم مميزات الأوزون قدرته على إمتصاص بعض الأشعة فوق البنفسجية، ولا يسمح إلا بمرور القسم المناسب من هذه الأشعة إلى سطح الأرض.

ولا يتركب الغلاف الجوى من الهواء فقط، بل يدخل معه أيضاً نسب مختلفة من بخار الماء Water vapour، وتختلف نسبة وجود بخار الماء فى الهواء من كميات محدودة جداً إلى ما يقدر بنحو ٤ ٪ من جملة وزن الهواء وذلك عندما يكون الهواء مشبعاً بالرطوبة. وقد يظهر بخار الماء على شكل صور مختلفة منها الغاز والسائل والصلب. كما أنه هو مصدر عمليات التساقط. ويقوم بخار الماء بعمليات إمتصاص بعض الموجات الطويلة الصادرة من الإشعاع الشمسى ثم يعمل على إنعكاسها وتشتتها. ومن ثم يشترك بخار الماء مع كل من الأتربة وثانى أكسيد الكربون فى خاصية حفظ الإشعاع الأرضى بالقرب من سطح الأرض وعدم تشتته أو تبدده فى الفضاء الخارجى

وقد أوضحت نتائج الأبحاث المتيورولوجية بأن تركيب الغلاف الغازى على إرتفاع ٥٠ — ٦٠ ميلاً (٨٠ - ١٠٠ كم) من سطح الأرض يظل شبه ثابت لدرجة كبيرة. ويلاحظ أن نسبة وجود غاز الأوزون عند هذه الإرتفاعات العالية تأخذ فى الزيادة التدريجية، فى حين تقل مع الارتفاع عن سطح الأرض نسب وجود غاز ثانى أكسيد الكربون وبخار الماء والأتربة والغبار.

ويدخل فى تركيب الغلاف الجوى كميات كبيرة كذلك من المواد الصلبة ممثلة فى حبيبات الأتربة الدقيقة الحجم Dust particles والغبار البركانى والرمال الدقيقة الحجم وذرات الدخان، وتبدو كل هذه الأتربة معلقة فى الهواء in suspension وتختلف كمياتها إختلافاً كبيراً من منطقة

إلى أخرى[١]. وقدر العلماء مقدار تجمع هذه الأتربة الدقيقة الحجم فرق المسطحات المائية المحيطية بنحو عدة مئات من حبيبات الأتربة الدقيقة الحجم لكل سنتيمتر مكعب من الهواء. ولا تُرى هذه الأتربة بالعين المجردة، وذلك لأن القسم الكبير منها شبه ميكروسكوبي الحجم. وتعمل الأتربة على إمتصاص جزء من الإشعاع الشمسي Solar insolation، وكعامل مساعد لعمليات الانعكاس Reflection وإنتشار الأشعة Scattering وحفظ الإشعاع الأرضي Terrestial Radiation داخل طبقة التروبوسفير، هذا ويعزى اللون الأزرق للسماء واللون الأحمر لغروب الشمس إلى أثر إختلاط الأتربة مع بعض الغازات وقدرتها على إنتشار الأشعة الزرقاء والأشعة البنفسجية. ومعنى ذلك أنه لولا إنتشار الأتربة الدقيقة الحجم وبخار الماء في الغلاف الجوي، لظهرت السماء على شكل فضاء لا نهائي أسود اللون، يلمع فيه قرص الشمس تماماً كما يرى المشاهد النجوم المضيئة في السماء أثناء الليالي القاتمة اللون[٢].

وتساعد ذرات الأتربة بخار الماء عند حدوث عمليات التكاثف Condensation، ومن ثم فإن هذه العلمليات الأخيرة يتركز حدوثها في الطبقات السفلى من الغلاف الجوي تبعاً لوفرة وجود نوايات التكاثف من ذرات هذه الأتربة العالقة بالهواء[٣]. وتتمثل مصادر هذه الأتربة الجوية في مصادر عضوية وأخرى غير عضوية. ومن بين الأتربة غير العضوية النشأة ذرات التربة المفككة، وذرات الدخان الكربونية والرماد والأتربة الكونية Meteoric dust والذرات الملحية الدقيقة الحجم التي تتطاير في الجو عند ارتطام أمواج البحر بالشاطيء. ومن بين الأتربة العضوية النشأة ذرات البكتيريا، وذرات بعض المواد النباتية والحيوانية المفتتة. وتصعد الأتربة من سطح الأرض إلى الغلاف الجوي لتحل محل الأتربة التي تسقط

(١) Blair T. A., "Weather elements", Fourth edition, Englewood Ciffs, Prentice-Hall, New Jersey (1960) P.6-7.

(٢) Howard, J. Critichfield, "General Climatology", Prentice-Hall, New Jersey, 2nd edi. (1966) P.10.

(٣) محمود حامد محمد «المتيورولوجية» القاهرة (١٩٤٦) ص٧٠-٧٢.

على سطح الأرض عند حدوث عمليات تساقط المطر والثلج

الأقسام الرأسية للغلاف الجوى:

من الصعب أن يحدد العلماء بشيء من الدقة الإمتداد الرأسى للغلاف الجوى، ويعزى ذلك إلى عدم وجود حدود فاصلة تميز بين كل من النهايات العليا للغلاف الجوى من جهة، وبداية الفضاء الخارجى Outer Space الذى يقع خلفه من جهة أخرى. وعلى أساس الإختلاف الرأسى فى درجات الحرارة ومكونات الغلاف الجوى وأنواع غازاته قسم العلماء الغلاف الجوى إلى أربع طبقات رئيسية تتمثل فيما يلى: (شكل ١)

١- طبقة التروبوسفير: Troposphere

تعتبر هذه الطبقة هى القسم الأسفل من الغلاف الجوى الذى يلامس سطح الأرض، ولكن يختلف سمك هذه الطبقة الهوائية السفلى من خمسة أميال عند القطبين إلى أحد عشر ميلاً عند المناطق المدارية. ويعزى زيادة سمك التروبوسفير عند المناطق المدارية إلى حدوث عمليات تيارات الحمل الصاعدة فى هذه المناطق، ومن ثم تزداد طبقة التروبوسفير سمكاً خلال الفصول التى يشتد فيها إرتفاع الحرارة عند المناطق الإستوائية، وخلال فصل الصيف بالنسبة للمنطقة المدارية. وتعد طبقة التروبوسفير منطقة نشوء كل من السحب والعواصف والتيارات الصاعدة والأمطار والتساقط، ومن ثم فهى من أهم طبقات الغلاف الجوى بالنسبة لعمل كل من المتيورولوجى وعالم المناخ[١].

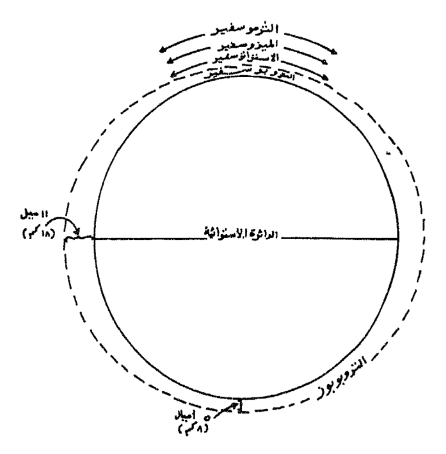
ومن بين مميزات طبقة التروبوسفير أن درجة الحرارة تنخفض فيها إنخفاضاً تدريجياً وشبه منتظم مع الإرتفاع عن سطح الأرض وذلك بمعدل ١°م لكل ١٠٠٠ متر إلى أن تبلغ درجة حرارة الهواء نحو ـ ٧٠° إلى ـ ٨٠°ف من القسم الأعلى من التروبوسفير والذى يعرف باسم طبقة التروبوبوز Tropopause[٢]. وتتعرض الأطراف العليا من طبقة التروبوسفير لتيارات

---

(١) Blair, T. A., "Weather elements", 4th edi, Prentice-Hall, N. J. (1960) P.2-3.

(٢) Howard J., Critichfield, "General Climatology", Prentice-Hall N.J. 2nd edi (1966) P.11.

هوائية شديدة السرعة، أطلق العلماء عليها إسم «التيارات النفاثة» Jet Streams. وتعمل الطائرات الحديثة التى تحلق عند مثل هذه الإرتفاعات العالية على تجنب الطيران فى عكس إتجاه هذه التيارات النفاثة(١).



(شكل ١) الطبقات الرئيسية للغلاف الجوى

٣- طبقة الإستراتوسفير: Stratosphere

تقع هذه الطبقة فوق طبقة التروبوسفير التى سبقت الإشارة إليها من قبل، ولا يتعرض هواء الإستراتوسفير إلا لتغيرات بسيطة فى درجة حرارته ويمكن أن نشبه هواء طبقة الإستراتوسفير بالهواء الشتوى فى المناطق القطبية إلى حد كبير. وقد تبين أن طبقة الإستراتوسفير تبدو أكبر سمكاً عند المناطق القطبية فى حين قد تختفى معالمها تماماً فوق المناطق

(١) راجع الفصل السادس من هذا الكتاب.

الإستوائية. وعند الأطراف العليا لطبقة الإستراتوسفير يتجمع غاز الأوزون، ونادراً ما تتكون السحب عند هذه الإرتفاعات العالية. ويطلق العلماء على النهايات العليا لطبقة الإستراتوسفير إسم «طبقة الإستراتوبوز» Stratopause. ويقدر سمك طبقة الإستراتو سفير - فيما بين الأطراف العليا لطبقتى التروبوبوز والإستراتوبوز- بنحو ١٥ ميلاً(١).

٤-٥ طبقة الميزوسفير وطبقة الميزوبوز: Mesosphere

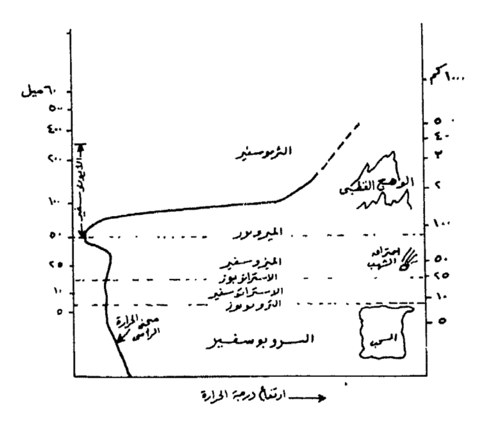
تقع هذه الطبقة الهوائية فيما وراء الأطراف العليا لطبقة الإستراتوبوز، وترتفع درجة حرارة الهواء فى القسم الأسفل منها، ثم سرعان ما تنخفض درجة الحرارة بالتدريج مع الإرتفاع إلى أعلى حتى النهايات العليا لطبقة الميزوسفير والمعروفة باسم طبقة الميزوبوز Mesopause. وتعد هذه الطبقة الأخيرة عن سطح الأرض بارتفاع يتراوح من ٤٥-٥٠ ميلاً. ويرجع الفضل إلى هذه الطبقة الهوائية فى حدوث عمليات إحتراق بقايا الشهب والنيازك الساقطة من الفضاء الخارجى والمتجهة إلى سطح الكرة الأرضية. ونتيجة لاحتراق بقايا الشهب، ترتفع درجة حرارة الهواء فى القسم الأسفل من الميزوسفير (شكل٢).

٦- طبقة الثرموسفير: Thermosphere

أكدت الدراسات المتيورولوجية الحديثة للطبقات العليا من الغلاف الجوى بأن هواء طبقة الثرموسفير يتميز بارتفاع درجة حرارته، بل قد تصل درجة حرارة الهواء هنا إلى نحو ٢٠٠٠°ف، ثم تزداد درجة حرارة الهواء تدريجياً مع الإرتفاع داخل نطاق هذه الطبقة الهوائية التى يصعب كثيراً تحديد أطرافها العليا. ومن ثم يختلف التغير الرأسى فى درجة حرارة الهواء هنا عنه فى طبقة التروبوسفير القريبة من سطح الأرض. ويستعين الباحثون بأجهزة خاصة تحملها الطائرات والصواريخ والأقمار الصناعية وبالونات الراديو سوند Radio Sonde لقياس درجة حرارة هواء الطبقات

(١) Hare, F. Kenneth, "The Stratosphere", Geog. Rev. vol. 52, Part4 (1962) P.525-547.

العليا من الثرموسفير. وقد إستطاعت هذه الوسائل الحديثة الكشف عن خبايا هذه الطبقة الهوائية(١). ويرجع العلماء أن من بين أسباب إرتفاع درجة حرارة هواء الثرموسفير هو تصادم جزيئات بقايا الشهب والنيازك والأجسام الكونية الساقطة من الفضاء الخارجي وإحتراقها وإنصهارها في هذه الطبقة الهوائية.



(شكل ٢) سُمك الطبقات الرئيسية للغلاف الجوى وبعض ظواهرها الجوية

وعلى الرغم من أن سمك طبقة الثرموسفير قد يزيد عن ٣٠٠ميل إلا أنها تتركب من غازات خفيفة الوزن جداً، كما سبقت الإشارة من قبل،

(١) a -- Robert, J., "Artifcial Satellites and the earth's atmosphere", Scient. Am., vol. 201 Part2 (1959) P.37-43.
b -- Herbert Riehl, "An Introduction to the atmosphere", Mc Graw-Hill, N.Y., (1972) P.16

خاصة غاز النيون والهليوم. وعلى ذلك تتميز طبقة الثرموسفير بشدة تخلخل الضغط الهوائى فيها إلى حد يكاد يقترب من الفراغ، وأن هواء هذه الطبقة يكاد يكون معظمه فى حالة تأين، أى أن ذرات الهواء تتحلل إلى مركباتها الكهربية (البروتونات والنيوترونات والإلكترونات). وتنعكس الموجات اللاسلكية الكهرومغناطيسية وترتد نحو سطح الأرض إذا ما إصطدمت هذه الموجات فى الطبقات الهوائية من الثرموسفير والتى يزداد فيها تركيز الإلكترونات[1].

ويطلق على القسم الأسفل من طبقة الثرموسفير إسم طبقة الأينوسفير Ionosphere أو طبقة الأثير، ويقدر العلماء سمك هذه الطبقة الأخيرة بنحو ٢٠٠ ميلاً وتبعد أطرافها السفلى عن سطح الأرض بنحو ٥٠ ميلاً، فى حين تبتعد أطرافها العليا عن سطح الأرض بنحو ٢٥٠ ميلاً[2]. وإستطاع العلماء تحديد أبعاد هذه الطبقة الهوائية بفضل تركز الجزيئات الأيونية فيها Ionized Particles، وأثرها على إنعكاس الموجات اللاسلكية الكهرومغناطيسية.

وينتج عن الألكترونات التى تصاحب سقوط الأشعة الشمسية فى طبقة الأيونوسفير، حدوث ما يعرف باسم الفجر أو الوهج القطبى Aurora borealis فى النصف الشمالى من الكرة الأرضية، وباسم الفجر أو الوهج القطبى الجنوبى أو الأسترالى Aurora Australis فى النصف الجنوبى من الكرة الأرضية. (راجع شكل ٢). ويُعزى سبب هذه الأضواء إلى حدوث إضطرابات كهربائية فى طبقة الأيونوسفير ينتج عنها تكوين تيارات ضوئية تشع على شكل مروحى فوق منطقتى القطبين المغنطيسيين الجنوبى والشمالى ويمكن رصدها من مسافات بعيدة[3]. وتتأثر هذه

---

(١) أ- د. فهمى هلالى أبو العطا «الطقس والمناخ» الإسكندرية - ١٩٧٠) ص٨٨.
ب- د. محمد جمال الدين الفندى «الطبيعة الجوية» القاهرة ١٩٦٢.

(٢) Howard, J., Critichfield, "General Climatology", Prentice-Hall, New Jersey, 2nd edi (1966) P.12-13.

(٣) د. احمد رياض تركى وآخرون «المعجم العلمى المصور» دار المعارف (١٩٦٣) ص٣٤.

العمليات بالحقول المغناطيسية للكرة الأرضية. ويزداد حدوث الوهج القطبى فى طبقة الأيونوسفير خلال فترات زيادة نشاط البقع الشمسية Sun spot activity. ولكن تنبغى الإشارة هنا إلى حدوث الوهج القطبى فى طبقة الأيونوسفير ليس له أى تأثير على الظروف الميتيورولوجية فى طبقة التروبوسفير التى تشكل طقس سطح الأرض[١]. وقد تتعرض فى بعض الأحيان أجزاء من هواء طبقة الأيونوسفير لفعل بعض غازات الإشتعال الذاتى ويؤدى ذلك إلى إحتراقها ويتكون ما يسمى باسم اللمعان أو الوهج الهوائى Air glow. ولا ترتبط هذه الظاهرة الأخيرة بنشاط البقع الشمسية، ولا بالحقول المغناطيسية للكرة الأرضية. وينبغى أن نشير هنا بأن كل دراستنا عن عناصر المناخ والتى سيأتى ذكرها فى هذا الكتاب إنما ترتبط بالتغيرات التى تحدث أساساً فى الطبقة السفلى فقط من الغلاف الجوى والمعروفة باسم التروبوسفير. ولكن ينبغى على الدارس أن يدرك الخصائص العامة لكل طبقات الغلاف الجوى لما قد يكون لها من بعض الأثر فى تفسير حركة الهواء فى الطبقات العليا من التروبوسفير.

تلوث الغلاف الجوى:

يختلف التركيب الكيميائى للغلاف الجوى للأرض عنه فى بقية كواكب المجموعةالشمسية. وقد أسهم هذا الغلاف بتركيبه المميز فى تكوين الغلاف المائى وفى ظهور الحياة النباتية والحيوانية وإستمرار حياة الإنسان على الأرض. ولم يدرك الإنسان مقدار خطره على تغيير مكونات غازات الغلاف الجوى وتلوثه إلا منذ ظهور النهضة الصناعية فى الدول الأوربية وبعد ذلك فى الولايات المتحدة الأمريكية. ومنذ ذلك الحين تميزت المدن الكبرى مثل لندن ونيويورك والمدن الصناعية مثل برمنجهام ومانشستر وشيفيلد وليدز وليفربول وجلاسجو فى بريطانيا ومدن إقليم الروهر الصناعى فى ألمانيا ومدن ديترويت وبتسبرج وكليفلاند

---

(١) محمود حامد محمد «الميتيورولوجية» القاهرة (١٩٤٦) ص٧٦-٧٩.

وبنسلفانيا فى الولايات المتحدة الأمريكية بكثرة تعرضها للضباب الأسود القاتل ولزيادة تلوث هواء هذه المدن بالغبار والدخان وغازات ثانى أكسيد الكربون وأول أكسيد الكبريت الناتجة عن النشاط الصناعى فيها ومن بين الكوارث التى حدثت بسبب تلوث الهواء فى المدن الصناعيةما حدث فى مدن حوض نهر الميز فى بلچيكا فى عام ١٩٣٠ وفى مدينة بنسلفانيا فى عام ١٩٤٨ وفى مدينة لندن فى عام ١٩٥٢ والذى راح ضحيته أكثر من ٤٠٠٠ حالة وفاة بسبب تراكم الضباب الأسود Black Smog وإستنشاق الناس للدخان الصناعى والغازات الكبريتية المركزة فى الهواء.

ويتلوث الهواء بسبب النفايات التى تستخرج عند عمليات التصنيع وللإفراط فى النشاط البشرى عند بناء المدن وتفجير أحجار الجبال والقيام بالتعدين وحرق الأخشاب. ويمكن تقسيم هذه الملوثات إلى مجموعتين إحداها غازية والأخرى مواد صلبة. ومن بين الملوثات الغازية للهواء ما يلى:

أ- أول أكسيد الكربون:

وهو غاز سام عديم اللون والرائحة وينتج عن الوقود الكربونى وعمليات الإحتراق فى الجو. ويتركز هذا الغاز فى المدن الصناعية وبتلك الشديدة الإزدحام بحركة المرور ويزداد تركزه كذلك أثناء النهار بدرجة أكبر منه أثناء الليل ويؤثر هذا الغاز على عمليات التنفس لكل الكائنات الحية على الأرض(١).

ب- ثانى أكسيد الكبريت:

ينتج هذا الغاز أساساً نتيجة لعمليات إحتراق النفط والغاز الطبيعى وذلك نظراً لاحتوائهما على نسبة من الكبريت. ويتميز غاز ثانى أكسيد الكبريت برائحته الكريهة النفاذة وهو عديم اللون وتزداد خطورته على عمليات التنفس لكل الكائنات الحية عند زيادة نسبته إلى ٣ جزء فى المليون

---

(١) د. عزت خيرى «تلوث الهواء والماء وآثاره».
ندوة الأبعاد الإقتصادية والبيئة للتنمية ... جامعة الإمارات العربية المتحدة، مارس (١٩٩٠).
الجزء الثانى ص٢٩١-٣٣١.

وعند تحوله إلى حمض الكبريتيك لتاكسده (إلى ثالث اكسيد الكبريت) وبتفاعله مع بخار الماء ويتسبب كذلك فى الأمطار الحمضية الضارة على سطح الأرض(١).

جـ- اكاسيد النتروجين:

وتتكون هذه الأكاسيد عند إتحاد النتروجين والأكسجين عند درجات الحرارة العالية خاصة عند إحتراق البنزين والسولار فى المركبات والسيارات والأجهزة المولدة للطاقة فى محطات توليد القوى الكهربائية. ويكون اكسيد النيتريك وثانى اكسيد النيتروجين ما يعرف باسم الدخان الضو-كيميائى وخاصة عند إتحادهما بالهيدروكربونات المنطلقة من عادم المركبات. وعند إستنشاق نسبة عالية من اكاسيد النتروجين تلتهب الرئتين وقد يؤدى ذلك إلى الموت. كما تتحد اكاسيد النتروجين مع الهيموجلوبين فى الدم وتعرقل من وصول الأكسجين إلى الدم.

د- الهيدروكربونات:

وهى عبارة عن مركبات عضوية تتكون من الكربون والأكسجين ومن بينها بعض مشتقات النفط مثل الميثان والبنزول والبروبان. وعند إرتفاع نسبتها فى الجو تؤدى إلى تكوين الضباب الأسود Smog.

هـ- الجزيئات الصلبة الملوثة للهواء:

وهذه تتألف من مواد صلبة دقيقة الحجم جداً تبدو عالقة فى الهواء ومن بينها الرمال الدقيقة الحجم والغبار والرماد البركانى والهباء الجوى Aerosol الذى يتألف من المواد الصلبة الدقيقة الحجم المختلطة بالغازات والمكونة للدخان والضباب. ومن بين مصادر هذه الجزيئات الصلبة بعض نفايات محطات توليد الطاقة الكهربائية ومحطات القوى الحرارية والنشاط البشرى الناتج عن الزراعة والتعدين وتكسير الأحجار فى المحاجر وخاصة

(١) د. سامح غرايبه، د. يحيى الفرحان «المدخل إلى العلوم البيئية» دار الشروق عمان (١٩٨٧) ص٢٥٦.

صناعة الأسمنت والفخار والموزيك والبلاط.

وخلال فترة العشرين عاماً من عام ١٩٦٠ إلى عام ١٩٨٠ إرتفعت وجود هذه الملوثات التى سبقت الإشارة إليها من قبل فى الجو العالمى حيث زاد وزن أول اكسيد الكربون من ٣١ ^{٦}طن إلى ٣٨^{٦}طن سنوياً وثانى اكسيد الكبريت من ٢٢^{٦}طن إلى ٣٥^{٦}طن واكسيد النتروجين من ١٢^{٦}طن إلى ٢٤^{٦}طن سنوياً.

وفى ضوء الأضرار الجسيمة التي تسببها الملوثات فى الهواء فقد وضعت معايير دولية توضح الحد الأقصى المسموح لكل من هذه الملوثات فى الجو والتى لا يجب العمل على تجاوزها حفاظاً على سلامة الغلاف الجوى والبيئة وحياة الإنسان.

وينبغى ألا تزيد نسبة أول اكسيد الكربون عن ٣٥جزء فى المليون وثانى اكسيد الكبريت عن ٠,١٤جزء فى المليون واكاسيد الحديد عن ٠,٠٥جزء فى المليون والهيدروكربونات عن ٢,٤جزء فى المليون والجزيئات الصلبة عن ٢٦٠ميكروجرام/م٣.

وقد تبين للعلماء بأن درجة حرارة الهواء الملامس لسطح الأرض على المستوى العالمى فى زيادة تدريجية مستمرة خاصة بعد عام ١٨٨٠ وقبل ذلك العام الأخير لم تكن تتعدى الزيادة العالمية فى درجة حرارة هواء الأرض اكثر من $\frac{١}{٤}$°م فقط لكل قرن من الزمان، غير انه فيما بعد ذلك العام ونظراً لانتشار المناطق الصناعية فى أرجاء واسعة من العالم وزيادة عدد المركبات والسيارات ترتفع درجة حرارة هواء الأرض بمعدل يصل إلى اكثر من $\frac{١}{٢}$°م لكل ربع قرن من الزمان. ومع الإرتفاع المستمر لدرجة حرارة الهواء عالمياً يزداد حدوث الجفاف فى مناطق واسعة من العالم وخاصة تلك التى تقع فى المناطق الحدية للأقاليم المناخية فى العروض المدارية فى أفريقيا وشبه القارة الهندية والأمريكتين. وينتج عن إرتفاع درجة حرارة الهواء عن المعدل الذى كان سائداً من قبل زيادة سرعة إنصهار

جليد المناطق القطبية ومن ثم إرتفاع مستوى سطح البحر ولا يقتصر دور الملوثات الغازية والصلبة فى الغلاف الجوى على الإضرار بصحة الإنسان وإستمرار حياة الكائنات الحية على سطح الأرض بل أنها تؤدى إلى ظاهرتين خطرتين تؤثران فى مستقبل الحياة على سطح الأرض وهما سقوط الأمطار الحمضية وحدوث ثقب فى طبقة الأوزون الممثلة فى طبقة الأستراتوسفير وهى الطبقة التى تحمى الأرض وما عليها من اخطار سقوط الأشعة فوق البنفسجية ووصولها إلى سطح الأرض بكميات اكبر مما كانت عليه من قبل، ومن ثم تؤثر فى مستقبل حياة الإنسان بل وكل الكائنات الحية على سطح هذا الكوكب.

الملوثات فى الهواء وسقوط الأمطار الحمضية:

Air pollutants and Acid Rains

تؤثر الملوثات الغازية والصلبة المنتشرة فى القسم الأسفل من طبقة التروبوسفير والهواء الملامس لسطح الأرض فى إنتشار أمراض الجهاز التنفسى وسرطان الرئة وتلوثها وأمراض القلب. ويزداد هذا الأمر خطورة فى أجواء المدن الصناعية وحول مراكز محطات توليد الطاقة الكهربائية التى تستخدم الوقود الحفرى وعندما تضعف حركة الرياح ويتميز الهواء بالسكون وبالسحب المتراكمة المنخفضة وبالإنقلاب الحرارى.

وقد أكدت الدراسات المتيورولوجية بأن تركز ثانى أكسيد الكبريت وأكاسيد النتروجين (الناتجة عن إحتراق البنزين والسولار فى السيارات ومحطات توليد القوى الكهربائية) فى جو المدن الصناعية يؤدى إلى سقوط المطر الحمضى Acid Rain حيث تتساقط هذه الملوثات الغازية مع هطول المطر وسقوط الثلج. ويتسبب المطر الحمضى فى حدوث أخطار جسيمة على حياة الإنسان ومنشأته وعلى كل ما يتمثل فى البيئة التى يعيش فيها الإنسان ويعتمد عليها فى حياته اليومية. فمن بين أخطار سقوط الأمطار الحمضية تلوث مياه البحار ومياه البحيرات وإرتفاع نسبة الحموضة فى

مياهها ومن ثم تتأثر الحياة البيولوجية فيها بتلك الملوثات، فتضعف الأسماك وتتعرض للأمراض بل وأحياناً للتسمم وقد تصبح غير صالحة كغذاء للإنسان. وقد نتج عن الملوثات الغازية فى هواء القسم الغربى من الإسكندرية (حيث تتركز فى منطقة دير القمر مصانع الأسمنت والكيماويات والحديد والصلب) وإنصبابها فى مياه بحيرة إدكو أو سقوطها مع الأمطار إلى زيادة تلوث مياه هذه البحيرة مما أدى إلى تدنى الإنتاج السمكى فيها، وتعرضت الحياة البيولوجية فيها للخطر وأصبحت معظم الأسماك البحيرية المصادة من هذا القسم من بحيرة إدكو غير صالحة للغذاء. كما تدنى الإنتاج السمكى السنوى من البحيرات الكبرى فى الولايات المتحدة الأمريكية (إيرى وإنتاريو وهورن ومتشجن وسوبيريو) بسبب سقوط الأمطار الحمضية وإنصباب الملوثات الغازية والصلبة فى مياه هذه البحيرات.

كما ينتج عن سقوط الأمطار الحمضية فى وسط أوربا وشمال شرق الولايات المتحدة الأمريكية فى نطاقات الأقاليم الصناعية الكبرى تعرض الغابات للتدمير وتآكل أغصان الأشجار وإصفرار أوراقها وتقلص أعداد الحيوانات والطيور التى تعيش فى بيئة هذه الغابات. وقد أكدت الدراسات بأن ذبول الغابات فى حوض الروهر الصناعى فى ألمانيا وبعض غابات إقليم الألزاس واللورين وغابات واسعة من إقليم نيوإنجلند يرجع إلى تكرار سقوط الأمطار الحمضية.

وتؤثر الأمطار الحمضية بصورة مباشرة فى صحة الإنسان وفى إنتشار أمراض خاصة من بينها أمراض الجهاز التنفسى والقلب والعيون وأحياناً تزايد عدد الوفيات عن معدلاتها الطبيعية. وتسهم الأمطار الحمضية كذلك في سرعة فعل (التجوية) الكيميائية فى الصخور الجيرية والمواد المعدنية وفى سرعة تآكل مواد البناء وتعرض أسطح المباني والمنشآت العمرانية (للتجوية) الكيميائية. وتسعى الدول الصناعية اليوم إلى تقليل نسبة تلوث الجو بالغازات الكبريتية عن طريق تخفيض إنطلاق الكبريت

من الفحم، وبتطوير الآلات والأجهزة الصناعية المختلفة للعمل على التخلص من المواد الكبريتية وتصفيتها قبل إنطلاقها فى الجو. وقد أوصى العلماء بضرورة تزويد مصانع الكيماويات والأسمنت ومحطات توليد الطاقة الكهربائية بالمداخن العالية (يصل إرتفاعها إلى ٢٠٠م) وذلك للحد من تركز الملوثات الغازية فى الجو ولتقليل الأخطار الضارة الناتجة عن سقوط الأمطار الحمضية.

ثقب الأوزون: The Ozone Hole

تؤثر الملوثات الغازية والصلبة فى تلوث كل من الهواء والماء والتربة وينعكس ذلك تدهور صحة الإنسان، كما أن بعض هذه الملوثات الجوية Air pollutants تهدد إستمرار الحياة على سطح الأرض. وينجم عن بعض هذه الملوثات تاكل طبقة الأوزون الأستراتوسفيرى Stratospheric Ozone layer وهو الدرع الذى يحمى الكائنات الحية بما فيها الإنسان على سطح الأرض من التعرض لأخطار الأشعة الشمسية فوق البنفسجية. ويتمثل غاز الأوزون Ozon(O_3) على هيئة تجمعات غازية رقيقة خفيفة الوزن جداً. وفى طبقة الإستراتوسفيريتمثل نوعان من الأشعة فوق البنفسجية تمتص نواتج التفاعلات الكيميائية حيث تعمل احداها على تعزيز وجود الأوزون وتنشيط تجمعه فى حين تعمل الأخرى على تحلله وتدميره. وتسبب الأشعة البنفسجية التى تصل إلى سطح الأرض إصابة الإنسان وبعض الكائنات الحية الأخرى بسفعة الشمس Sunburn وسرطان الجلد ويرمز إلى هذه الأشعة بالرمز UVB ويتراوح طول موجاتها من ٠,٢٨ إلى ٠,٣٢ ميكرومتر. وتعد العلاقة الإرتباطية بين الأشعة الحيوية فوق البنفسجية UVB مع طبقة غاز الأوزون علاقة عكسية فى غاية الحساسية. فقد تبين للعلماء بأنه عند نقص أو تدنى تجمعات الأوزون بنحو ١٪ من وزنه يؤدى ذلك فى نفس الوقت إلى زيادة الأشعة فوق البنفسجية الحيوية UVB التى تخترق الدرع الأوزونى The Ozone Shield بنسبة ٢٪ من شدتها. وعند وصول هذه الأشعة فوق البنفسجية إلى سطح الأرض

يصاحبها عادة حدوث الغيوم والتغبر Dustiness. وأكدت الدراسات بأنه عند تناقص درع الأوزون بنسبة ٢,٥٪ من وزنه يؤدى ذلك إلى زيادة الإصابة بسرطان الجلد بنسبة ١٠٪ عن المعدل العام لحدوثه. وفي ربيع ١٩٩٠ أكدت إحدى محطات الأرصاد الجوية الواقعة فى مرتفعات الألب السويسرية بأن موجات الأشعة البنفسجية الحيوية UVB قد زادت فى القسم الأسفل من طبقة التروبوسفير بنسبة ١٪ عما كانت عليه فى عام ١٩٨١.

وقد تبين للعلماء بأن مركبات الكلوروفلوروكربون Chlorofluoro carbon تعد أخطر التهديدات المباشرة لتجمعات غاز الأوزون فى طبقة الإستراتوسفير. ومن المعروف أن الإنسان يستخدم هذه المركبات فى صناعة غازات التبريد وفى صناعة البرادات وأجهزة التكييف الهوائى وأجهزة تنظيف الآلات الإلكترونية وكذلك فى صناعة حفظ المواد الغذائية وتعليبها. كما تستخدم مركبات الكلوروفلوروكربون فى صناعة الأبخرة المضغوطة وزجاجات العطور ورش الأيروسول Aerosol Spray ومواد إزالة رائحة العرق Deodrants ورش الشعر وتثبيته Hair Spray.

ومنذ عام ١٩٧٤ حذر العلماء من الأضرار الناتجة عن الإفراط فى إستخدام منتجات هذه الصناعات التى سبقت إليها الإشارة من قبل لما تسببه من أخطار بالغة تؤثر بشدة فى تآكل طبقة الأوزون. وبعض مكونات الكلوروفلوروكربون عبارة عن غازات خاملة Inert وذلك عند وجودها بالقرب من سطح الأرض فى القسم الأسفل من التروبوسفير غير أنه عند صعود هذه الغازات إلى أعلى (تبعاً لخفة وزنها عند تسخينها) فإنها تتجمع فى طبقة الإستراتوسفير عند إرتفاع يصل إلى نحو ٢٥كم فوق سطح الأرض ونتيجة لتركز نشاط الأشعة فوق البنفسجية عند هذا الإرتفاع فإنها تعمل على تكسير مركبات الكلوروفلوروكربون فيتحرر وينطلق منها الكلورين Chlorine الذى يتفاعل مباشرة مع الأوزون ويؤدى إلى تدميره. وقد تبين أن ذرة واحدة من الكلورين لديها القدرة على تدمير

مئات الآلاف من جزيئات الأوزون(١).

ومنذ عام ١٩٨٥ أظهرت قراءات الأجهزة فى المحطات المتيورولوجية البريطانية تدنى حجم الأوزون الإستراتوسفيرى وتكوين ثقب هائل الحجم فوق المناطق القطبية الجنوبية The Antarctic's Ozone Hole. وقد إعتقد العلماء فى البداية بأن ذلك الأمر قد يكون مرجعه أخطاء فى عمليات التسجيل المتيورولوجى. غير أنه تبين لهم بعد ذلك إستمرار زيادة إتساع ثقب الأوزون القطبى الجنوبى حتى صار يحتل مساحة تناهز مساحة قارة أوربا. كما أوضحت أجهزة الرصد المطورة المثبتة فى الأقمار الصناعية المناخية (المتيوسات Meteosat) وخاصة تلك بالقمر الصناعى نيمبوس(٧) Nimbus-7 (التابع لوكالة الفضاء الأمريكية ناسا NASA) بأن ثقب الأوزون فوق القطب الجنوبى قد إزداد حجمه فى الثمانينات بنسبة ٥٠٪ مما كان عليه فى السبعينيات من هذا القرن.

كما رصدت الأجهزة المتيورولوجية المركبة فى الأقمار الصناعية المناخية زيادة تجمع أول أكسيد الكلورين (C_{10}) فى طبقةالأستراتوسفير الذى تسبب التدمير المباشر للأوزون.

وقد إقترح بعض العلماء سبباً أخر لحدوث ثقب الأوزن، حيث تبين لهم فى نهاية عام ١٩٨٨ أن طبقة الأوزن تناقصت بنسبة ١٥٪ من حجمها عما كانت عليه من قبل. وشاهد هؤلاء العلماء فى نفس الوقت حدوث تيارات علوية غربية الإتجاه تدور بسرعة فى حركة دوامية حول القطب الجنوبى فى طبقة الإستراتوسفير، وتعرف باسم التيارات العلوية الحوقطبية (أى التى تدور حول القطب - الدردورية - الدوامية) (Circumpolar Vortex). وتحيط هذه الرياح بكل جوانب ثقب الأوزون وتدور حوله بصورة مستمرة فى شكل حركة دوامية دردومية. وقد تبين

---

(١) a- Petterssen, S., "Introduction to meteorology", 3rd edi, Mc Graw-Hill N.Y., (1969) P43

b- Moran, J. and Morgan, M. "Meteorology", 3rd edi, Mac Millan N.Y., (1991) P459-462.

بأنه عند زيادة سرعة حركة التيارات الهوائية فإن الهواء المعتدل فى العروض السفلى ينحبس عن الهواء القطبى الإستراتوسفيرى ومن ثم تنخفض درجة حرارته. وعندما تنخفض فيه السحب الثلجية وتصبح البلورات الثلجية عاملاً حافزاً للتفاعلات الكيميائية المسببة فى تدمير الأوزون. أما عندما تضعف حركة التيارات الهوائية العلوية القطبية الدوامية فإن الهواء المعتدل الحرارة ينساب إلى أعلى فى هواء الإستراتوسفير فى المناطق القطبية ويتدنى حجم الثلج المتجمد فى الهواء ومن ثم يقل نضوب أو إستنزاف الأوزون.

وقد عنيت الدول المتقدمة بقياس حجم طبقة الأوزون الأستراتوسفيرى والتسجيل اليومى لما يحدث فيها من تغيرات عن طريق كل من أجهزة الرصد الأرضية والأجهزة المتيورولوجية المثبتة فى الأقمار الصناعية المناخية. ونظراً لخطورة هذا الأمر قررت بعض الدول (وخاصة الولايات المتحدة الأمريكية وكندا والسويد والنرويج) تحديد كميات الإنتاج السنوى من مكونات الكلوروفلوروكربون. غير أن بعض الدول الصناعية الأخرى لم تلتزم بهذه السياسة ولا تزال تنتج مثل هذه الغازات الضارة والتى يقدر حجم إنتاجها السنوى منها نحو $\frac{٢}{٣}$ من إجمالى إنتاج العالم.

وقد وجدت بعض الدول الصناعية مثل الصين الشعبية وروسيا صعوبات كثيرة عند قيامها بتطوير مصانعها للتقليل من إنتاج مركبات الكلوروفلوروكربون وأعلنت روسيا أن هذا الأمر يحتاج لعدة سنوات متتالية حتى يمكن لها أن تعلن إلتزامها رسمياً بما فرضه الحظر الدولى فى بروتوكول مونتريال فى عام ١٩٨٧[١] لتحديد الإنتاج السنوى من الكلوروفلوروكربون. وإقترحت روسيا علاج ثقب الأوزون الحالى بطريقة

---

(١) فى سبتمبر ١٩٨٧ إجتمعت ٢٣ دولة تحت مظلة الأمم المتحدة فى مونتريال -كندا- وتعهدت بتخفيض إنتاج مكونات الكلوروفلوروكربون إلى ما يعادل نصف إنتاجه السنوى العالمى وذلك بمجىء عام ١٩٩٨. وقد وافقت ٥٣ دولة من دول العالم تنتج مجتمعة نحو ٩٠٪ من الإنتاج العالمى السنوى لهذه المكونات على الإلتزام بما قررته هذه الإتفاقية الدولية التى عرفت باسم بروتوكول مونتريال Montrial Protocol.

اخرى تتمثل فى إستخدام ٥٠ قمراً صناعياً بحيث يقوم كل منها بتوجيه أشعة الليزر إلى الغلاف الجوى لتنشيط الأوزون ولإنتاج ما يصل وزنه إلى ٢٠ مليون طن من الأوزون كل عام، وهى كمية تفوق حجم الأوزون المتآكل سنوياً من طبقة الأستراتوسفير. ويتكلف هذا المشروع المقترح اكثر من ١٠٠ مليار دولار ويستغرق تنفيذه أكثر من عشر سنوات متصلة.

الباب الثانى

عناصر المناخ

الفصل الرابع: الإشعاع الشمسى وحرارة الهواء.

الفصل الخامس: الضغط الجوى.

الفصل السادس: الرياح (طرق رصدها الجوى والعوامل التى تؤثر فى إتجاهها وسرعتها، ودورتها العامة)

الفصل السابع: أنواع الرياح فوق سطح الأرض(الرياح الدائمة والرياح الموسمية والرياح المحلية)

الفصل الثامن: الكتل الهوائية.

الفصل التاسع: الإنخفاضات الجوية والإرتفاعات الجوية والزوابع المدارية.

الفصل العاشر: الرطوبة والتبخر والنتح والتكاثف

الفصل الحادى عشر: بعض مظاهر التكاثف فى الغلاف الجوى

الفصل الرابع
الإشعاع الشمسي وحرارة الهواء

الشمس المصدر الرئيسي لحرارة الغلاف الجوى:

تعد الشمس نجماً وسطاً بين نجوم الكون، فهى متوسطة الحجم ذلك لأنها ليست من النجوم العملاقة كما انها ليست فى نفس الوقت من النجوم القزمية الحجم كذلك. وهى متوسطة أيضاً من حيث مقدار ضوئها وحرارتها وتعرف فلكياً بالنجم فوق القزمى G.2 ويبلغ قطر الشمس ١,٣٩٢,٠٠٠كم (قطر الأرض ١٢٧٥٦كم). أى نحو ١٠٩ مثل لقطر الأرض. وتبعد الشمس عن الأرض بنحو ١٥٠مليون كم وهى تعادل ٨,٥ دقيقة ضوئية فقط. فى حين أن أقرب نجم إلى الشمس يبعد عنها بنحو أربع سنوات ضوئية. ويصعب على الإنسان النظر إلى الشمس بالعين المجردة لفترة طويلة فهى تكاد تخطف الأبصار، وينظر علماء الفلك إليها عند دراستها باستخدام آلات خاصة ومناظير فلكية مطورة.

والشمس هى المصدر الرئيسى لحرارة الغلاف الجوى، ويمكن إغفال اثر كل من مصادر الحرارة الأخرى مثل تلك الآتية من باطن الأرض (مع إنبثاق البراكين والنافورات الحارة) والحرارة الآتية من الفضاء الخارجى (إحتراق بقايا الشهب والنيازك عند أعالى الغلاف الجوى) حيث إن أثرها فى تسخين هواء الغلاف الجوى يعد محدوداً جداً، ويطلق على الأشعة الشمسية الصادرة من الشمس والمتجهة نحو الأرض إسم «الإشعاع الشمسى» Solar Insolation، وعندما تصل هذه الأشعة إلى سطح الأرض ترتد مرة ثانية إلى الطبقات السفلى من الغلاف الجوى ويطلق عليها فى هذه الحالة إسم «الإشعاع الأرضى» Terrestial Radiation. وتعمل هذه الأشعة الأخيرة على تسخين هواء الغلاف الجوى -بمساعدة ما يتمثل فيه من الغازات الثقيلة مثل ثانى اكسيد الكربون وبخار الماء والأتربة- من أسفل إلى أعلى[١]. ويبلغ قطر الشمس نحو ٨٦٠ألف ميل وتقدر كتلتها

(١) a-- Blair, T. A., "Weather elements", Prentice-Hall, N.J. (1959), P.82.
b-- Barry R.G, and Chorley, R.J.,"Atmosphere, weather and climate", Methuen, London (1969) P.26-29.

بنحو ٣٣٣,٠٠٠ مثلاً لكتلة الأرض وهى شديدة الحرارة جداً بحيث تضىء نفسها بنفسها ولا تستمد أى ضوء من كوكب أخر. وتبلغ درجة حرارة سطح الشمس نحو ٧٠٠٠درجة مطلقة وتزيد درجة حرارتها تدريجياً نحو مركزها بحيث تقدر درجة حرارته بأكثر من ٢٠مليون درجة مطلقة. وتتالف الشمس من عنصرين أساسين هما: الأيدروجين الذى يكون نحو ٨١,٧٦٪ والهليوم الذى يكون نحو ١٨,١٧٪ من كتلة الشمس، أما بقية الغازات الأخرى فلا تمثل اكثر من ٠,٠٧٪ من كتلة الشمس(١).

ويرجح العلماء بأن قوة الإشعاع الشمسى تتولد نتيجة للتفاعلات النووية فى باطن الشمس بفعل إشتقاق ذرات الهليوم من ذرات الأيدروجين(٢). وحيث إن كل إشعاع للطاقة لابد وأن يصحبه تناقص فى كتلة الجسم المشع، فمن السهل إذن حساب ما ينقص من الكتلة فى مقابل إشعاع معلوم من الطاقة. وعلى ذلك رجح الفلكيون بأن كتلة الشمس فى تناقص تدريجى مستمر يقدر بنحو أربعة ملايين طن من غازات الأيدروجين فى الدقيقة الواحدة وقد يهولنا هذا التقدير بحسب معاييرنا الأرضية، ولكن تبين أن جسم الشمس لم يتأثر كثيراً بهذا الإنكماش الذى قدرت نسبته إلى جملة كتلة الشمس بنحو ١ : ١٠,٠٠٠ وذلك منذ الفترة التى تكون خلالها كوكب الأرض حتى الوقت الحاضر. وإن شمسنا الحالية يمكن أن تحتفظ بصورتها الحالية دون تغيير ملحوظ لمدة طويلة من الزمن تقدر بنحو ٣٠مليون سنة.

وتظهر الطاقة الشمسية على هيئة إلكترون موجب (يعرف باسم بوزترون) ويتكون أثناء التفاعلات النووية التى تجرى داخل جسم الشمس ولولا هذه العمليات الأخيرة وتكوين الطاقة المستمدة من تحويل الأيدروجين إلى هليوم لكانت الشمس اليوم عبارة عن جسم خامد منذ

---

(١) د. حسن أبو العينين -كوكب الأرض - الطبعة الحادية عشرة - الاسكندرية- ١٩٩٦م، ص٢-٣.

(٢) نتيجة لهذه التفاعلات قد تظهر البقع الشمسية Sun Spots فى جسم الشمس. وقد تبين من دراسة منحنى البقع الشمسية لمدة ١٠٠سنة انه يكاد يتوازى مع منحنى النشاط المغنطيسى للكرة الأرضية فى نفس هذه المدة

عدة الاف من ملايين السنين[١].

ويمكن تقدير درجة حرارة الشمس بحساب الطاقة الإشعاعية التى تصل إلى وحدة المساحات من سطح الأرض خلال الدقيقة الواحدة ويمكن قياسها عملياً[٢]. فإذا إعتبرنا أن الشمس جسم أسود نصف قطره نق فإن الطاقة الإشعاعية التى تنبعث من الشمس فى الثانية الواحدة تساوى

$$= \sigma \times ر^{٤} \times ط\ نق^{٢}$$

وإذا ما إعتبرنا أن المسافة بين الشمس والأرض تساوى ف، فإن هذه الطاقة الإشعاعية التى تصل إلى ١سم٢ من سطح الأرض فى الثانية الواحدة تساوى

$$= ش \times \frac{\sigma \times ر^{٤} \times ٤ ط\ نق^{٢}}{٤\ ط\ ف^{٢}} = ش \times \sigma \times ر^{٤} \times \frac{نق^{٢}}{ف^{٢}}$$

علماً بأن: ش = معامل إنبعاث الإشعاع للسطح

ر = درجة الحرارة المطلقة.

σ = ثابت ويساوى ١,٣٧ × ١٠^١٢ سعر/سم٢/درجة^٤

وتسمى هذه الكمية بالثابت الشمسى ويمكن قياسه بتجميع الأشعة الشمس داخل غلاف أسود من خلال ثقب فيه، ثم قياس كمية الحرارة المكتسبة بوضع هذا الغلاف فى مسعر معلوم له المكافىء المائى. وقد تبين أن متوسط قيمة الثابت الشمسى تساوى ١,٩٣٧ سعر/سم٢/دقيقة.

---

(١) a-- Kendrew, W. G., "Climatology" 3rd edi Oxford Univ. Press (1979) P.12.
b-- Conrad, V., "Fundamentals of physical climatology", Harvard Univ. Miclton, Mass. (1942) P.4.

(٢) د. محمود عبد الوهاب، د. الوهيدى فراج الوهيدى «مبادىء البصريات الطبيعية والصوتيات والحرارة» كلية العلوم -جامعة الإسكندرية- مذكرة جامعية (١٩٧٩) ص٦٠.

وفى حالة إعتبار معامل إنبعاث الإشعاع للسطح ش = ١ فإن

نق = ٦,٩٧ × ١٠^٥ كم

ف = ١,٤٩ × ١٠^٨ كم

$$\frac{١,٩٣٧}{٦٠} = ١,٣٧ \times ١٠^{١٢} \quad ر_٤ \quad \frac{(٦,٩٧ \times ١٠^٥)^٢}{(١,٤٩ \times ١٠^٨)^٢}$$

ومنها نحصل على أن ر أى درجة الحرارة المطلقة للشمس التى تساوى

= ٥٧٣٠° مطلقة تقريباً

وقد ميز العلماء ثلاثة أنواع مختلفة من الإشعاع الشمسى تتمثل فيما يلى:

أ- الأشعة الحرارية: Thermal rays

وتعرف كذلك باسم الأشعة تحت الحمراء Infra red rays وهى أشعة غير مرئية للطيف الكهرومغنطيسى وتنتمى لجموعة الأشعة ذات الموجات الطويلة Longer Waves حيث يتراوح طول موجاتها من ٠,٧٥-٤,٠ ميكرون[١]

وتقدر نسبتها بنحو ٤٦٪ من جملة الإشعاع الشمسى

ب- الأشعة الضوئية: Sun Light rays

وهى أشعة مرئية وتقدر نسبتها بنحو ٤٥٪ من جملة الإشعاع الشمسى ويتراوح طول موجاتها من ٠,٤٠ إلى ٠,٧٤ ميكرون[٢].

---

(١) الميكرون وحدة قياس موجات الضوء = $\frac{١}{١٠٠٠}$ من الملليمتر

(٢) أ- د. عبد العزيز طريح شرف «الجغرافيا المناخية والنباتية» الجزء الأول -الإسكندرية- الطبعة الثالثة (١٩٦١) ص٣٦-٣٧.

ب- د. فهمى هلالى أبو العطا «الطقس والمناخ» -الإسكندرية- (١٩٧٠) ص٩٢-٩٣.

ج- محمود حامد محمد «المتيورولوجية» القاهرة (١٩٤٦) ص٨٩، وص١٠١.

جـ- الأشعة البنفسجية وفوق البنفسجية: Violet and Ultra-violet rays

وتعرف أحياناً باسم الأشعة الحيوية، ولا تزيد نسبتها عن ٩٪ من جملة الإشعاع الشمسى، ويتراوح طول موجاتها من ١٧, إلى ٤٠,ميكرون[1].

مورفولوجية الشمس وخصائصها العامة:

أظهرت نتائج الدراسات الفلكية الحديثة باستخدام المراقب الفلكيةالمطورة ومراقب التحليل الطيفى وتسجيل المجالات الكهرومغنطيسية الضوئية بأن نجم الشمس يتألف من الآتي:

١- قرص الشمس المضيء: الفوتوسفير Photosphere

ويقصد بذلك قرص الشمس نفسه الذى يسطع فى السماء ويبلغ نصف قطره حوالى ٧٠٠.٠٠٠كم. وعند فحص قرص الشمس بالمراقب الفلكية تبين أنه سطح خشن وكأنه يتكون من بلايين من الحبيبات الدقيقة الحجم التى تشبه من بعد حبات الأرز المجاورة لبعضها البعض. وتميز هذه الحبيبات شكل سطح قرص الشمس بالتبرغل أو بالتحبب Granulation، وذلك لأن بعض أقسام الغاز فى قرص الشمس أشد حرارة من أقسام أخرى ويقدر عدد الحبيبات البارزة فى سطح قرص الشمس بأكثر من ٤ بليون حبيبة وتمثل كل منها سحابة غازية ساخنة ويتراوح حجم كل منها من ٣٠٠ إلى ١٤٥٠كم٣ وأمكن تصويرها بآلات خاصة من سطح الأرض.

٢- الغلاف الغازى الشمسى: Chromosphere

وهو عبارة عن الطبقة الشفافة نسبياً التى تمتد من الحواف الخارجية لقرص الشمس المضيء حتى الحواف الداخلية لما يعرف باسم الإكليل الشمسى Corona وذلك لمسافة تتراوح من ٧٠٠٠ إلى ١٤,٠٠٠كم. وترتفع درجة الحرارة فى الغلاف الغازى الشمسى من أسفل

(١) Howard, J., Critchfield, "General Climatology", Prentice-Hall, New Jersey, 2ed edi (1966) P.14.

إلى أعلى (أى من هوامش قرص الشمس المضىء إلى أعلى فى الفضاء) حيث تتروح من ٤٥٠٠درجة مطلقة^{o}K إلى ١مليون درجة مطلقة ^{o}K.

ويتميز الغلاف الغازى الشمسى بشدة نشاطه وتنبعث منه عند حدوث كسوف الشمس توهجات الطيف «أو طيف الوميض» Flash Spectrum. وينبثق من الغازات الساخنة فى القسم الأسفل منه نافورات غازية هائلة الحجم تعرف باسم التيارات البراقة Spicules ويبلغ قطر الواحدة منها نحو ٥٠٠كم، وتندفع نيرانها إلى أعلى بسرعة تتراوح من ٢٠ إلى ٣٠كم/ث، ولا يزيد طول فترة إندفاع الواحدة منها عن بضع دقائق وتصل درجةحرارة العمود الغازى إلى ١٠,٠٠٠ درجة مطلقة ^{o}K فى جوفه وإلى نحو ٥٠,٠٠٠ درجة مطلقة ^{o}K عند سطحه.

٣- الإكليل الشمسى: Corona

يمتد نطاق الإكليل الشمسى فوق طبقة الغلاف الغازى الشمسى الداخلى أو القرمزى، ويحيط هذا النطاق بالشمس كأنه إكليل لها وذلك لمسافات هائلة يصعب تحديدها، وإن كان يتضمن كل نطاق كواكب المجموعة الشمسية والتى تسقط الشمس عليها إشعتها الحرارية والضوئية. ويتألف الإكليل الشمسي من غازات نقية شديدة التوهج ومرتفعة الحرارة وتقدر درجة توهجها بنحو ١ : ١مليون من مقدار توهج قرص الشمس المضىء نفسه. وتقل درجة اللمعان والتوهج كلما بعدنا عن قرص الشمس. وتبلغ درجة الحرارة الحركية لغازات الإكليل الشمسى نحو ٢ مليون درجة مطلقة ^{o}K وتتبخر الغازات فى هذا النطاق بسرعة شديدة وينتج عن ذلك إندفاع الجزيئات الغازية المشحونة كهربائياً إلى أعلى ويطلق عليها تعبير الرياح الشمسية Solar winds. وقد يمتد نطاقها إلى قرب موقع كوكب الأرض. وتبلغ كثافة الغازات فى الإكليل الشمسى العالى التأين نحو ٥ × ١٠^{٨}ذرة/سم٣، وتتراوح درجة حرارته الحركية من ١,٥ : ٢,٥مليون درجة مطلقة. ويستمد الإكليل الشمسى حرارته من إندفاع الحبيبات الشمسية عند قرص الشمس المضىء ومن إندفاع نافورات التيارات البراقة فى الغلاف الغازى الشمسى القرمزى (لوحة ١ -ب)



(لوحة١ب)

ويفسر العلماء إتفاع درجة الحرارة الحركية فى الإكليل الشمسى إلى خصائص التموجات الصوتية وإلى المجالات المغنطيسية فيه. ويتأثر كل هواء وغازات الإكليل الشمسى بالمجالات المغنطيسية لقرص الشمس المضىء كذلك والتى أظهرها وأشدها قوة تلك التى تتمثل فى البقع الشمسية. وعلى ذلك تنساب الطاقة من باطن قرص الشمس عن طريق الإشعاع وفى الثلث العلوى منه عن طريق الحمل وذلك نتيجة لتقلب الغازات الشمسية وغليانها، أما عند سطح قرص الشمس فتنساب الطاقة مرة أخرى عن طريق الإشعاع[1] وعلى ذلك تتدفق الطاقة من الشمس بصورة مستمرة عبر ملايين السنين دون أن تتعرض للتوقف أو الفناء وذلك لتعرض ذرات الغازات فيها للإثارة وينبثق منها طاقة على شكل موجات إشعاعية حرارية وضوئية وفوق الضوئية وأشعة إكس (X) وأشعة جاما. وفى باطن قرص الشمس تكون الذرات كلها متراصة تراصاً شديداً بفعل إنضغاط ملايين الذرات ووقوع بعضها فوق البعض الآخر وعندما تنقسم نواة الذرة إلى قسمين يتحولان بدورهما إلى نواتين لذرتين بسيطتين، بينما يتحول قسم صغير من النواة إلى كمية هائلة من الضوء والحرارة أو إلى أى نوع أخر من الطاقة[2].

(١) أ- د حسن أبو العينين «الإعجاز العلمى فى القرآن» القرآن والجغرافيا الفلكية -مع أيات الله فى السماء- مطبعة العبيكان السعودية (١٩٩٦) الجزء الأول

---------- «الإعجاز العلمى فى القرآن» القرآن والجغرافيا الطبيعية- مع أيات الله فى الأرض- مطبعة العبيكان السعودية (١٩٩٦) الجزء الثانى.

b--Collier's Encyclopedia N.Y. (1991) Part7. (2) a. Dixon, R.T., "Dynamic Astronomy", 5th edi (1989).

b--Colin Ronan, "The Universe", Oxford, (1980).

الميزانية الحرارية: The heat budget

يخترق الإشعاع الشمسى كما سبقت الإشارة من قبل- الغلاف الجوى متجهاً صوب سطح الأرض، وهنا يرتد مرة أخرى إلى الغلاف الجوى على شكل إشعاع أرضى. وعن طريق هذه الإشعة الأخيرة، وتيارات الحمل الحرارية الصاعدة Convection وعمليات التوصيل الحرارى Conduction -بمساعدة ما يتمثل فى الغلاف الجوى من مواد تساعد على إمتصاص الحرارة وتوصيلها وإنتشارها- تتنوع الحرارة فى الهواء وتنتقل افقياً ورأسياً من مكان إلى أخر فى كل نطاق الغلاف الجوى، وذلك مع حركات إنتقال الهواء. هذا إلى جانب أثر عمليات التبخر Evaporation والتكاثف Condensation فى إختلاف درجة حرارة الهواء من مكان إلى أخر.

ويعمل الإشعاع الشمسى Insolation الساقط على سطح الأرض على إنتقال الطاقة الحرارية عن طريق الموجات الكهرومغنطيسية من الشمس إلى سطح الأرض ولكن لا يصل كل الإشعاع الشمسى المنبعث من الشمس إلى الأرض بنفس قوته الأصلية، بل يتبين أن ٢٣ ٪ من الإشعاع الشمسى تنعكس بواسطة السحب وتنتشر إلى أعلى فى الفضاء الخارجى عن طريق الجزيئات الدقيقة المعلقة فى الهواء، ونحو ٢ ٪ من هذه الأشعة الشمسية تنعكس مرة ثانية إلى الفضاء عند سقوطها على سطح الأرض. وهذا تصل جملة هذه الأشعة المنعكسة Total reflectivity إلى الفضاء الخارجى عن طريق السحب وسطح الأرض معاً نحو ٣٤ ٪ من جملة الأشعة الشمسية. ويطلق العلماء على جملة هذه الأشعة الأخيرة تعبير الألبيدو أى نورانية الأرض[١] Earth Albedo.

وتختلف قدرة الأسطح المختلفة على مدى إنعكاسها للأشعة الشمسية الساقطة عليها من سطح إلى أخر. فتبلغ قدرة السحب على إنعكاسها للأشعة الساقطة عليها نحو عشرة أمثال قدرة سطح الأرض[٢].

(١) نورانية الأرض عبارة عن نسبة الأشعة الضوئية المنعكسة من سطح الأرض بالنسبة إلى جملة الأشعة الضوئية الكلية الساقطة عليه. فيقال مثلاً أن القمر يعكس ٧ ٪ تقريباً من ضوء الشمس الساقط عليه ومن ثم فإن نورانية القمر تبلغ نحو ٧ ٪ فى حين ان نورانية الأرض تبلغ نحو ٣٤ ٪ وراجع:
Lock Wood, J. G., "World Climatology. " Edward Arnold, (1974) P.8.

(٢) Barry, RG., and Chorley R. J. "Atmosphere, Weather and Climate", Methuen, London (1969) P.29-30 and P.50-51

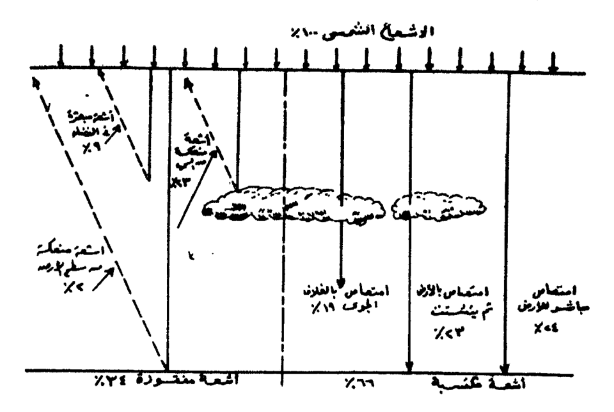
ويلاحظ أن قدرة الأرض على إنعكاسها للأشعة الشمسية تزداد عند المناطق القطبية بدرجة أكبر منها عند المناطق الإستوائية. وقد تبين أن نحو ١٩٪ من جملة الإشعاع الشمسى Insolation تمتص عن طريق المواد الدقيقة الحجم العالقة فى الهواء وعن طريق الغازات وبخار الماء، فى حين يمتص سطح الأرض مباشرة نحو ٢٤٪ من هذه الأشعة الشمسية، وأن نحو ٢٣٪ من الإشعاع الشمسى يمتص كذلك بواسطة سطح الأرض ولكن بعد عمليات تشتت هذه الأشعة بفعل السحب والغلاف الجوى. وعلى ذلك فإن جملة الأشعة الشمسية التى يكتسبها سطح الأرض والهواء الملامس له تبلغ نحو ٦٦٪ من جملة الإشعاع الشمسى. (٢٤٪ يمتصها سطح الأرض مباشرة، ٢٣٪ يمتصها سطح الأرض من الأشعة المبعثرة والمرتدة من السحب، ١٩٪ تمتص من الغلاف الجوى) فى حين تبلغ جملة الأشعة الشمسية المفقودة نحو ٣٤٪ من جملة الإشعاع الشمسى (٢٣٪ تنعكس بواسطة السحب، ٩٪ تتبعثر فى الفضاء، ٢٪ تنعكس بواسطة سطح الأرض)[١]. ومعنى ذلك أن نحو ثلثى الأشعة الشمسية هى التى تستخدم فى عمليات تسخين الهواء الملامس لسطح الأرض وبقية أجزاء الغلاف الجوى (شكل٣). وحيث إن الأرض تمتص الإشعاع الشمسى وتحوله إلى حرارة Heat فإن سطح الأرض يعد فى حد ذاته كذلك جسماً مشعاً Radiatind body[٢]. وعلى الرغم من أن مكونات الغلاف الجوى لا تمتص سوى نسبة محدودة جداً من الموجات الإشعاعية القصيرة للإشعاع الشمسى المار عبرها، إلا أن للغلاف الجوى القدرة على الإحتفاظ بنسبة كبيرة جداً من الإشعاع الأرضى (موجات طويلة) المرتدة من سطح الأرض.

---

(١) Howard, J. Critchfield, "General Climatology", Prentice-Hall, N.J., 2nd, edi (1966) P.15.

(٢) a--Flair, T. A., "Weather elements", Prentice-Hall, N.J. (1959), P.84.
b--Mather, J. R., "Climatology...", Mc Graw-Hill, N.Y. (1974), P.17

ويقوم بهذه المهمة الأخيرة كل من بخار الماء وثانى أكسيد الكربون[1].



(شكل ٣) الإشعاع الشمسى والإشعاع الأرضى وتسخين

الهواء الملامس لسطح الأرض والغلاف الجوى

وتنتقل الحرارة فى الهواء كذلك بمساعدة عمليات التوصيل الحرارى Conduction، أى عمليات توصيل الحرارة خلال وسط (قد يكون جامد أو سائل أو غاز) دون تحرك الوسط نفسه. وتحدث عملية التوصيل الحرارى عندما يتلامس جسمان مختلفان فى درجة حرارتهما، فتنتقل الحرارة من الجسم الأعلى حرارة إلى الجسم الآخر الأقل حرارة. وتستمر

(١) يطلق بعض العلماء على عملية تغلغل الإشعاع الشمسى Insolation –بعد أن ينعكس عند سطح الأرض– على شكل إشعاع أرضى Tresstial radiation تعبير «تأثير البيوت الزجاجية للنبات» The Green House Effect حيث يمكن أن نشبه هذه العملية بما يحدث لمثل بيوت النبات، التى يمكن لها أن تحتفظ بالحرارة داخلها، بعد سقوط الإشعاع الشمسى فوق جدرانها الزجاجية، فهى تسمح بدخول الإشعاع الشمسى، ولا تسمح بخروج الحرارة من داخلها. راجع أيضاً: Lockwood, J. G., "World Climatology", (1974) P.10.

عملية الإنتقال الحرارى بهذه الصورة بينهما إلى أن تتشابه درجة حرارة هذين الجسمين[1]. وعلى ذلك فعندما يمتص سطح الأرض الإشعاع الشمسى وترتفع درجة حرارته، تنتقل درجة الحرارة من الهواء الملامس لسطح الأرض إلى الهواء الذى يقع فوقه. ويحدث العكس إذا ما كان سطح الأرض والهواء الملامس له أقل حرارة من الهواء الواقع فوقهما، ويحدث ذلك خلال أيام فصل الشتاء وأثناء بعض الليالى الباردة فى العروض المعتدلة والعروض العليا.

ويعد الهواء نفسه موصل ردىء للحرارة ولكن عندما ترتفع درجة حرارة الهواء الملامس لسطح الأرض بفعل الإشعاع الأرضى فإنه ينساب إلى أعلى ويصبح أقل كثافة عما كان عليه من قبل، وتعرف هذه العملية باسم التيارات الحرارية الصاعدة أو تيارات الحمل Convection. وعندما يبرد الهواء فى المناطق العليا من الغلاف الجوى يزداد وزنه وترتفع كثافته ويتعرض للهبوط مرة ثانية من أعلى إلى أسفل ليحل بدوره محل الهواء الساخن الذى سبق وأن صعد إلى أعلى. هذا إلى جانب اثر الفعل الناتج عن الحرارة الكامنة Latent Heat والتى تكمن فى بخار الماء الذى يتبخر فوق المسطحات المائية الواسعة وتشتمل الكتل الهوائية الحارة الرطبة على كميات كبيرة من الحرارة الكامنة فى بخار الماء[2].

---

(١) Trewartha, G. T. "An introduction to climatology", Mc Graw-Hill, N.J. (1954) P.20.

(٢) الحرارة الكامنة للإنصهار: Laten heat هى عبارة عن كمية الحرارة اللازمة لتحويل جرام واحد من الجسم الصلب إلى سائل دون أن تتغير درجة حرارته. وعلى سبيل المثال فإن الحرارة الكامنة لإنصهار الجليد هى ٣٣٥جول/جم (٨٠سعر/جم عند الصفر المئوى) بمعنى انه يلزم للجرام الواحد من الماء فى درجة الصفر المئوى أن يفقد ٣٣٥جول ليتحول إلى ١جرام من الجليد عند درجة الصفر المئوى.

أما الحرارة الكامنة لتصعيد البخار، فهى عبارة عن كمية الحرارة التى يكتسبها جرام واحد من السائل لكى تتغير حالته من السيولة إلى الغازية دون أن تتغير درجة حرارته وتبلغ هذه الحرارة ٢٢٦٠جول/جم (٥٤٠سعر/جم) عند درجة حرارة ١٠٠°م (لاحظ أن «جول»، J. هو مقدار ثابت يسمى بالمكافىء الميكانيكى للحرارة).

العوامل التى تؤثر فى تنوع قوة الإشعاع:

هناك عوامل متعددة تؤثر فى قوة الإشعاع الشمسى ذاته من فترة إلى أخرى، كما أن قوة الإشعاع الشمسى الواصل إلى سطح الأرض تختلف من وقت إلى آخرتبعاً لكيفية إنتقال الأشعة الشمسية عبر الأوساط المختلفة وشكل الموجات الإشعاعية الساقطة ونوعها، وأشكال الأسطح التى تستقبل هذه الأشعة. وقد تبين للعلماء بأن أى جسم ترتفع درجة حرارته عن الصفر المطلق (-٢٧٣°م) يمكن له أن ينقل الطاقة إلى كل الأجسام التى حوله عن طريق الإشعاع، وذلك بفعل الطاقة المكونة على شكل موجات مغناطيسية تنتقل مع سرعة الضوء ولا تتطلب أى جسم وسيط لنقلها(١).

وقد تبين كذلك أن الأجسام الداكنة اللون تمتص كل الأشعة الساقطة عليها، فى حين أن الثلج يعكس الأشعة الضوئية الساقطة على سطحه وعلى أى حال فإن كل الموجات الساقطة على الأجسام السوداء يتوقف توزيع طول موجاتها على درجات الحرارة المطلقة (أى درجة الحرارة المقاسة من درجة حرارة الصفر المطلق). ومن ثم فإن قانون ستيفان وبولتزمان Stefan Boltzman ينص على أن «الطاقة الكلية أو فيض الإشعاع المرتد من مساحة معينة من الأجسام السوداء خلال زمن معين يتناسب مع الأس الرابع لدرجة الحرارة المطلقة لهذا الجسم»(٢)

---

(١) Lockwood I World Climatology' Norwich, (1974) P.6-7 ويتمير الإشعاع الكهرومغنطيسى بطول موجاته حيث يتمثل فيه قسم كبير من الأشعة منها الأشعة السينية (أشعة اكس X) القصيرة جداً، والأشعة البنفسجية والأشعة تحت الحمراء المرئية infra-red والموجات الصغيرة micro waves والموجات الإشعاعية radio-waves ويتراوح طول الموجات الأشعة المرئية من ٤.٠ ميكروميتر إلى ٧٤,٠ ميكروميتر (١ميكروميتر = ١٠ ⁴سم). راجع المرجع السابق ص٧.

(٢) Lockwood, . "World Climatology". Norwich, (1974) P.7 ويمكن التعبير عن ذلك أيضاً باستخدام قانون التبادل عند واين Wien displacement، حيث إن طول الموجة فى حالة الطاقة العظمى maximum energy λm تتناسب عكسياً Inveresely proportional مع درجة الحرارة المطلقة. ويعبر عن ذلك بالمعادلة الآتية:

حيث إن:

$$\lambda m = \frac{a}{T}$$

a = عامل ثابت يساوى ٢.٨٩٨ × ١٠⁻³ درجة حرارة كالفن المطلقة

$a = (2.898 \times 10^{-3} \times deg\ K)$

$F = e\ \sigma\ T^4$ أو ط = ش σ ر٤

حيث إن:

F = الطاقة الكلية أو فيض الإشعاع المرتد . (ط)

e = معامل إنبعاث الإشعاع من السطح. (ش)

T = درجة الحرارة المطلقة للجسم. (ر)

σ = ثابت يساوى = (٥,٦٧٠ × ١٠⁻⁸ أرج لكل(س٢)÷ درجة حرارة كالفن المطلقة٤) $\sigma = \{5.670 \times 10^{-8} mw/cm^2\ (deg\ K)^4\}$

وعلى ذلك يمكن أن نلخص ببساطة العوامل التى تؤثر فى قوة الإشعاع الشمسى وتنوع مداه على سطح الأرض فى النقاط الآتية:

١ - مدى ثبات قوة الإشعاع الشمسى نفسه أو الثابت الشمسى Solar constant وهذا يتوقف على:

أ - قوة النشاط الإشعاعى الشمسى(١).

ب - إختلاف طول المسافة بين الشمس والأرض (تبعاً لدوران الأرض حول الشمس فى مدارها الأهليلجى الشكل)(٢).

٢ - مدى شفافية طبقات الغلاف الجوى.

٣ - إختلاف عدد ساعات إشراق الشمس خلال اليوم الواحد من مكان إلى آخر على سطح الأرض.

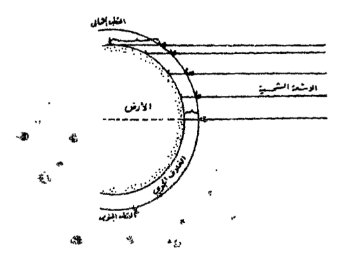
٤ - زاوية ميل الأشعة الشمسية على سطح الأرض ذلك لأن الأشعة العمودية الساقطة عند الدائرة الإستوائية تخترق مسافة محدودة من

---

(١) تبين للعلماء بان متوسط كمية الحرارة خارج الغلاف الجوى تبلغ نحو ٢جرام كالورى لكل سم٢ فى الدقيقة، ومن ثم فإن قوة النشاط الإشعاعى الشمسى تقدر بنحو ٤,٥مليون حصان -hours) (power لكل ميل٢ . (الكالورى Calories وحدة السعر الحرارى)، راجع:
Howard, J. Critchfield, "General Climatology", Prentice-Hall, New Lersey, 2ed edi (1966) P.17-19.

(٢) د. حسن أبو العينين «الجغرافيا العلمية» بيروت -١٩٧٨- مذكرة جامعية.

الغلاف الجوى وتسقط على شكل زاوية قائمة إذا ما قورنت بالأشعة الشمسية التى تسقط عند سطح الأرض المنحنى عند المناطق شبه القطبية (شكل٤).



(شكل٤) إختلاف طول الأشعة الشمسية التى تخترق الغلاف الغازى وتصل إلى سطح الأرض

وعلى ذلك تبعاً لسطح الأرض الكروى الشكل من ناحية ومدى تعامد الأشعة الشمسية على المكان من ناحية أخرى، فإن الأشعة الشمسية قد تسقط عمودية كما قد تكوّن مع سطح الأرض المنحنى الشكل زوايا مائلة فوق سطح هذا المكان. (شكل٥) وبلا شك فإن الأشعة الشمسية التى تسقط عمودية فوق مكان ما (خاصة خلال وقت الظهيرة) تكون أقوى من غيرها من الأشعة الأخرى.

وعلى ذلك يتبين أن زاوية سقوط الأشعة الشمسية على الدائرة الإستوائية خلال الإعتدالين (مارس وسبتمبر) تكون صفراً أو ١٨٠° أما فى يونيو وفى سبتمبر فتبلغ $\frac{1}{2}$٢٣° ومن ثم تكون شدة الحرارة الشمسية تساوى ١ (رقم أساسى) خلال الإعتدالين ونحو ٠,٩٢ خلال الإنقلابين. أما عند دائرة عرض ٣٥° شمالاً فتكون زاوية سقوط الأشعة



(شكل ٥) إختلاف زوايا سقوط الأشعة الشمسية
على سطح الأرض

الشمسية فى مارس وسبتمبر نحو ٣٥ وفى يونيو ١١,٥° وفى ديسمبر ٥٨,٥° وينتج عن ذلك أن شدة الأشعة الشمسية هنا خلال مارس وسبتمبر تصل إلى نحو ٠,٨٢ (من الرقم الأساسى ١) وفى شهر يونيو ٠,٩٨ وفى شهر ديسمبر (الشتاء الشمالى) ٠,٥٢ أما بالنسبة لدائرة عرض ٧٥° شمالاً فتبلغ زاوية سقوط الأشعة الشمسية هنا خلال شهر مارس وسبتمبر ٧٥° فى حين تصل إلى نحو ٥١,٥° خلال شهر يونيو (الصيف الشمالى) ونحو ٩٨,٥° خلال شهر ديسمبر وعلى ذلك تبلغ شدة الإشعاع الشمسى خلال مارس وسبتمبر عند دائرة العرض هذه نحو ٠,٣٦ فى حين يصل إلى نحو ٠,٦٢ خلال شهر يونيو ويكون صفراً عند شهر ديسمبر (الشتاء الشمالى).

كما يتضح ذلك فى الجدول الآتى[١]:

(١) Gresswell, K.P., "Physical geography", Longman, (1972) P.17.

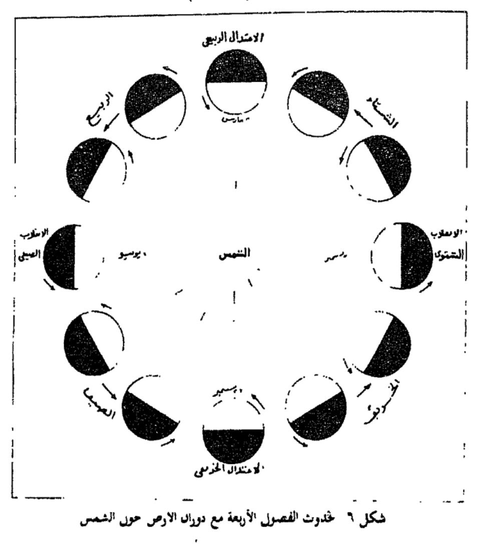
دائرة العرض	مقدار زاوية سقوط الأشعة الشمسية (بالدرجات)			شدة الأشعة الشمسية (على أساس أن الأشعة العمودية = ١)		
	يونيو	مارس وسبتمبر	ديسمبر	يونيو	مارس وسبتمبر	ديسمبر
٧٥° شمالاً	٥١,٥	٧٥	٩٨,٥	٠,٦٢	٠,٢٦	صفر
٣٥° شمالاً	١١,٥	٣٥	٥٨,٥	٠,٩٨	٠,٨٢	٠,٥٢
الدائرة الإستوائية	٢٣,٥	صفر	٢٣,٥	٠,٩٢	١,٠٠	٠,٩٢
٣٥° جنوباً	٥٨,٥	٣٥	١١,٥	٠,٥٢	٠,٨٢	٠,٩٨
٧٥° جنوباً	٩٨,٥	٧٥	٥١,٥	صفر	٠,٢٦	٠,٦٢

وحيث أن مدار الأرض حول الشمس بيضاوى الشكل ellipse، ومن ثم فإن لهذا القطع الناقص البيضاوى الشكل محوران يصلان بين الشمس والأرض، ويطلق على المحور الأطول إسم المحور الرئيسى major axis والمحور الأقصر إسم المحور الثانوى minor axis وإن متوسط طول المسافة بين الشمس والأرض نحو ٩٣مليون ميل ـ ١٥٠مليون كم) إلا أن هذه المسافة تزداد أو تتناقص (تبعاً لنوع المحور الرئيسى أو الثانوى) فى حدود ١ ١/٢ مليون ميل (٢,٤مليون كم) ويقال فى هذه الحالة أن الأرض فى الحضيض Perihelion أى قريبة Peri من الشمس. أما فى يوم ٤ يوليو فتصبح الأرض فى مدارها الأهليلجى أبعد ما تكون عن الشمس وتبلغ طول المسافة بينهما ٩٤,٥ مليون ميل (١٥٢مليون كم) ويقال فى هذه الحالة أن الأرض فى الأوج Aphelion أى بعيدة Ap عن الشمس(١). وقد تبين للعلماء بأن قوة الإشعاع الشمسى الذى يصل إلى سطح الأرض

---

(١) قدر العلماء بأن متوسط سرعة دوران الأرض فى مدارها خلال الحركة الإنتقالية تبلغ نحو ٦٦,٦٠٠ ميل فى الساعة (أى نحو ١٠٧,٠٠٠كم فى الساعة) ولكن تختلف هذه السرعة من موقع إلى آخر على طول مدار الأرض حول الشمس حيث تزداد سرعة الأرض عندما تكون الأرض فى الحضيض Perihelion وتقل سرعتها عندما تكون فى الأوج Aphelion. راجع المرجع السابق: د. حسن أبو العينين (١٩٧٨) ص٧٢.

خلال فترة الحضيض بنحو ٧٪ عن قوته خلال فترة الأوج[١]. ومع دوران الأرض حول الشمس من الغرب إلى الشرق وإختلاف إتجاه ميل محور الأرض يؤثر ذلك فى مواقع الدائرة الضوئية Circle of Illumination وأشكالها وحدوث الفصول الأربعة. (شكل٦).



شكل ٦ حدوث الفصول الأربعة مع دوران الارض حول الشمس

وتؤثر درجة شفافية طبقات الغلاف الجوى فى مدى قوة الإشعاع الشمسى الساقط على سطح الأرض. وقد سبقت الإشارة من قبل إلى أثر

---

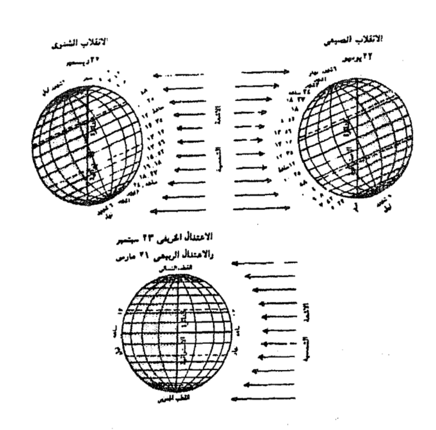
(١) a--- Strahler, A. N. "Introduction to physical geography" Wiley (1969), P.51=71.

b--- Trewartha. G T.. "An introduction to climate". Mc Graw-Hill. N Y (1954) P.10-13.

كل من الغبار والرماد والسحب وبخار الماء وبعض الغازات فى عمليات إنعكاس الأشعة الشمسية وكيفية تشتتها وإمتصاصها وإحتفاظ هذه العوامل بالإشعاع الأرضى فى الطبقات السفلى من الغلاف الجوى. وعلى ذلك فإن المناطق التى يكثر فيها السحب والهواء الملوث بالأتربة تستقبل كمية أقل نسبياً من الأشعة الشمسية. كما تختلف درجة شفافية الغلاف الجوى مع دوائر العرض على سطح الأرض، فبالنسبة للعروض العليا والوسطى فإن على الأشعة الشمسية لابد وأن تقطع مسافة أطول نسبياً من الغلاف الجوى عن تلك المسافة فى المناطق الإستوائية.

وتختلف طول فترة عدد ساعات إشراق الشمس خلال اليوم مع دوائر العرض المختلفة ومع إختلاف فصول السنة كذلك. وعندما يزداد طول فترة ساعات إشراق الشمس قد يؤدى ذلك إلى إرتفاع كمية الإشعاع الشمسى الساقط على سطح الأرض. ويوضح (شكل ٧) إختلاف طول الليل والنهار عند دوائر العرض المختلفة خلال فصول السنة (فى نصف الكرة الشمالى). فعند الدائرة الإستوائية يتساوى طول الليل وطول النهار بحيث يبلغ طول، أي منها ١٢ساعة يومياً. وفى حالة تعامد الشمس على مدار السرطان فى نصف الكرة الشمالى يزداد طول فترة عدد ساعات إشراق الشمس على دوائر العرض فى نصف الكرة الشمالى فتبلغ نحو ١٣ساعة عند دائرة عرض ١٧° شمالاً، ونحو ١٦ساعة عند دائرة عرض ٤٩° شمالاً ونحو ٢٤ساعة عند دائرة عرض ٦٦,٥° شمالاً. ونحو ٦ شهور عند موقع القطب الشمالى (أنظر الجدول الآتى). ولكن ينبغى ألا يفهم من ذلك بأن درجة حرارة الهواء عند دوائر العرض العليا ترتفع عنها عند المناطق المدارية، ذلك لأن نورانية الأسطح الثلجية Albedo of snow surfaces أعلى من نورانية سطح الأرض نفسه، ومن ثم تنعكس الأشعة الشمسية الساقطة على الأسطح الثلجية بسرعة، ولا تؤدى إلى إرتفاع درجة حرارة الهواء الملامس لسطحها، بنفس الدرجة التى تنتج عن الإشعاع الأرضى المرتد من سطح الأرض(١).

(١) a--- Howard, J. Critchfield, "General Climatology", Prentice-Hall, N. J., 2ed edi (1966) P.19.
b--- Barry, R. G., AND Chorley R. J., "Atmosphere, Weather and Climate" Methuen, London (1969) P.30-37.



(شكل٧) إختلاف طول الليل والنهار عند دوائر العرض المختلفة خلال فصول السنة

دوائر العرض(شمالاً) (الصيف الشمالى)	الدائرة الإستوائية	١٧°	٤١°	٤٩°	٦٣°	٦٦,٣٠°	٦٧,٢°	٩٠°
عدد ساعات إشراق الشمس	١٢	١٣	١٥	١٦	٢٠	٢٤	شهر	٦شهور

كما يؤثر إختلاف درجة تضرس سطح الأرض وإمتداد السلاسل الجبلية وإتجاهات الأودية التى تقطع هذه الجبال فى مدى قوة الأشعة الشمسية الساقطة على سطح الأرض. ففى النصف الشمالى من الكرة الأرضية، يلاحظ أن المنحدرات الجنوبية لسفوح الجبال يمكن لها أن تستقبل الإشعاع الشمسى بصورة مباشرة فى حين أن المنحدرات الشمالية لسفوح هذه الجبال تقع فى مناطق الظل. كما أن طول فترة عدد

ساعات إشراق الشمس خلال اليوم فى وادى نهرى عميق ما، تتأثر بشدة إرتفاع السلاسل الجبلية العالية التى تحيط بجانبى هذا الوادى وشكل إمتدادها، وهكذا قد تحجب التلال والسلاسل الجبلية الأشعة الشمسية عن بطون الأودية وقد لا تزيد عدد ساعات إشراق الشمس فى اليوم الواحد فى بعض بطون الأودية النهرية الجبلية فى سويسره عن ثلاث ساعات تسجل فترتها أثناء فترة الظهيرة(١).

التوزيع الجغرافى (الأفقى) للإشعاع الشمسى:

يتأثر التوزيع الجغرافى للإشعاع الشمسى بدرجة كبيرة كما سبقت الإشارة من قبل لموقع المكان بالنسبة لدوائر العرض، وعلى ذلك يشتد الإشعاع الشمسى عند الدائرة الإستوائية ويقل بالتدريج فى إتجاه القطبين. وتستقبل منطقة الدائرة الإستوائية سنوياً من الإشعاع الشمسى بما يقدر بأربعة أمثال مقداره عند أى من القطبين الشمالى أو الجنوبى. وتبعاً لحركة الشمس الظاهرية فيما بين المدارين، فإن أعلى فترات الإشعاع الشمسى تتمثل إبان فترات تعامد الشمس على مدار السرطان فى نصف الكرة الشمالى (الصيف الشمالى) وتعامدها على مدار الجدى فى نصف الكرة الجنوبى (الصيف الجنوبى). وعلى ذلك فإن كمية الإشعاع الشمسى فى المناطق المدارية كبيرة جداً، إلا أنها تختلف من فصل إلى أخر. وخلال رحلة حركة الشمس الظاهرية فيما بين مدارى الجدى والسرطان، تمر الشمس مرتين على كل المواقع التى تقع فيما بين هذين المدارين، وينتج عن ذلك تجمع أعلى كمية للإشعاع الشمسى Maximum insolation فوق هذه المواقع من سطح الأرض.

أما فيما بين دائرتى عرض ٢٣,٥°، ٦٦,٥° شمالاً وجنوباً، فإن أعلى كمية للإشعاع الشمسى تحدث خلال فصل الصيف (الصيف الشمالى فى

---

(١) a--- Blair, T. A., "Weather elements", Prentice-Hall, N. J. (1959) P.87-91.
b--- Trewartha, G. T., "An introduction to climate", Mc Graw-Hill, N. Y. (1954) P.20-24.

نصف الكرة الشمالي، وخلال فصل الصيف الجنوبي في نصف الكرة الجنوبي) ويقل الإشعاع الشمسي خلال فصلي الشتاء (الشمالي والجنوبي في نصفي الكرة الأرضية)(١) أما فيما وراء الدائرتين القطبيتين فإن أعلى كمية للإشعاع الشمسي تتمثل هنا، في فترتي الإنقلابين الصيفيين (الصيف الشمالي والصيف الجنوبي في نصفي الكرة الأرضية). وقد تبين أن أعلى كمية سنوية للإشعاع الشمسي تتمثل عند دائرة عرض ٢٠° شمالاً وجنوباً، وذلك تبعاً لجفاف الهواء عند هذه العروض المدارية وإلى ندرة الغطاءات النباتية وصفاء السماء وقلة السحب ومن ثم تستقبل هذه المناطق أكبر قدر من الإشعاع الشمسي الساقط على سطح الأرض، وتنعكس هذه الأشعة على شكل إشعاع أرضي يؤدي بدوره إلى إرتفاع درجة حرارة الهواء الملامس لسطح الأرض عند هذه العروض المدارية. ويقل مقدار الإشعاع الشمسي في المناطق التي ترتفع فيها نسبة الرطوبة وتتكون فوقها السحب الكثيفة التي تعرقل من مرور الإشعاع الشمسي إلى سطح الأرض(٢).

وعلى ذلك فإن مناطق أسطح الأرض التي تقع فيما بين الدائرة الإستوائية حتى دائرة عرض ٣٠° (شمالاً وجنوباً) يتمثل فيها فائضاً في الحرارة نتيجة لشدة الإشعاع الشمسي يقدر بنحو ٢٠٠ ألف كالوري (سعر حراري) لكل سم٢ في السنة. في حين تتعرض المناطق الواقعة فيما بين دائرتي عرض ٤٠°، ٩٠° (شمالاً وجنوباً) إلى نقصان في الحرارة تبعاً لقلة الحرارة المكتسبة عن مقدار الحرارة المفقودة في هذه المناطق (شكل١٨)

---

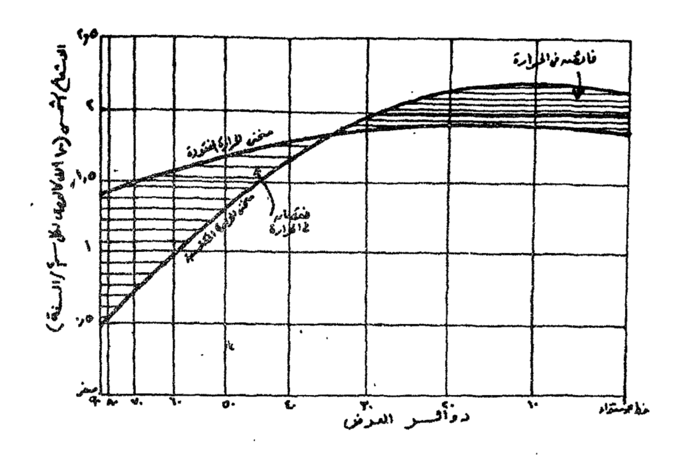
(١) a--- Howard, J., Critchfield. "General Climatology", Prentice Hall, N. J. 2ed edi (1966) P.20.

b--- Haurwitz, B., "Dynamic Meteorology", Mc Graw-Hill, N. Y. (1941) P.25.

(٢) a--- Houghton, H. G., "On the annual heat balance of the northern hemisphere", Jour. Meteorology, 11 Part 1 (1654), 1-9.

b--- Budyko, M. J., "The heat balance of the earth's surface", Trans. by Nina A. Stepanova. U.S. Weather Bureau, Chicago (1958).

c--- Petterssen, S., "Meteorology", Mc Graw-Hill, N. Y. (1969) P.26-52.



(شكل٨أ) الميزانية الحرارية عند دوائر العرض المختلفة

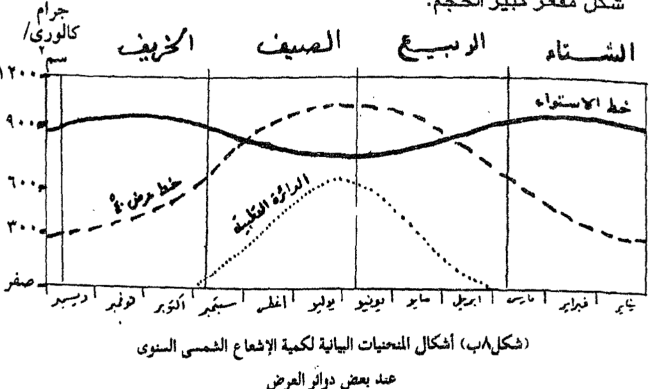
ومن دراسة المنحنيات البيانية لكمية الإشعاع السنوى عند بعض دوائر العرض المختلفة (شكل٨ب) يتبين أن منحنى الإشعاع الشمسى عند المناطق الإستوائية يظهر على شكل خط شبه مستقيم ويظهر فيه قمتان ضعيفتان تمثلان إرتفاع مقدار الإشعاع الشمسى بصورة بسيطة خلال فترة الإعتدالين (الربيع والخريف)(١) عند الدائرة الإستوائية، ويظهر فيه حوضان ضحلان (أو هبوطان من المنحنيات المقعرة) وذلك خلال فترة الإنقلابين (الصيف والشتاء) عند تعامد الشمس عند مدار الجدى فى نصف الكرة الجنوبى وعند مدار السرطان فى نصف الكرة الشمالى.

ويزداد الإختلاف فى الإشعاع الشمسى كلما بعدنا شمالاً أو جنوباً من الدائرة الإستوائية وإتجهنا نحو القطبين. وفى العروض المدارية والمعتدلة يظهر منحنى الإشعاع الشمسى (فى نصف الكرة الشمالى) على

---

(١) د. إبراهيم رزقانة وآخرون «الجغرافيا الطبيعية» القاهرة (١٩٦٤) ص١٨٠.

شكل قمة واضحة خلال فصل الصيف (يوليو) فى حين ينخفض مقدار الإشعاع الشمسى خلال فصل الشتاء ويظهر فى الرسوم البيانية على شكل مقعر كبير الحجم.



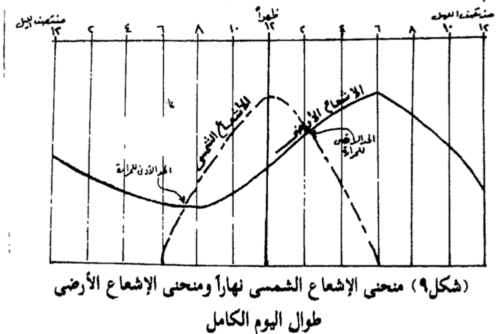
(شكل٨ب) أشكال المنحنيات البيانية لكمية الإشعاع الشمسى السنوى

عند بعض دوائر العرض

وبالنسبة للدائرة القطبية الشمالية فتبعاً لحركة الشمس الظاهرية يظهر الإشعاع الشمسى على شكل قمة واضحة خلال فصل الصيف عند تعامد الشمس على مدار السرطان فى نصف الكرة الشمالى وعلى شكل حوض ضحل مقعر خلال فصل الشتاء عند تعامد الشمس على مدار الجدى فى نصف الكرة الجنوبى. وعلى ذلك فإن الدائرة القطبية الشمالية تكون مشمسة لمدة ٦أشهر متصلة خلال فصل الصيف ومعتمة لمدة ٦أشهر متصلة خلال فصل الشتاء.

وكما سبقت الإشارة من قبل فإن الإشعاع الشمسى الذى يتبقى بعد رحلته الطويلة ويسقط على سطح الأرض ينعكس ويرتد إلى الجو على شكل موجات ذات أطوال كبيرة تعرف بإسم الإشعاع الإرضى، ويلاحظ أن الإشعاع الشمسى الذى يسقط على سطح الأرض فى مكان ما

يتوقف على عدد ساعات شروق الشمس فوق هذا المكان . أما الإشعاع الأرضى فإنه يحدث طوال ساعات اليوم الكامل أو بمعنى آخر أثناء النهار عند سقوط الإشعاع الشمسى على سطح الأرض وكذلك أثناء الليل حتى إن لم تكن هناك أشعة شمسية ساقطة على سطح الأرض. ويبلغ الإشعاع الشمسى أعلى مقدار له وقت الزوال أى عند تعامد الشمس على خط طول المكان نفسه (عادة الساعة الثانية عشرة ظهراً).



(شكل٩) منحنى الإشعاع الشمسى نهاراً ومنحنى الإشعاع الأرضى طوال اليوم الكامل

وعلى ذلك يبدو الرسم البيانى للإشعاع الشمسى الساقط على سطح الأرض على شكل قمة محدبة تنحصر بين الساعة السادسة صباحاً تقريباً (عند شروق الشمس) والسادسة مساءً تقريباً (عند غروب الشمس) وتتمثل أعالى القمة عند الساعة ١٢ ظهراً أى وقت الزوال (شكل٩) أما الشعاع الأرضى فيبلغ أعلى مقدار له عند الساعة الخامسة ظهراً تقريباً ثم يبدأ ينخفض مقداره وخاصة عند الساعة الخامسة صباحاً من اليوم الآخر (أى قبيل شروق الشمس) ويمكن أن نوضح الإختلاف فى كمية الإشعاع الشمسى الساقطة على سطح الأرض سنوياً بإنشاء خطوط متساوية القيمة تربط بين المناطق التى تتساوى عندها كمية الإشعاع الشمسى والتى يحسب مقدارها على أساس كيلو جرام



(شكل ١٠) التوزيع الجغرافى لكمية الإشعاع الشمسى السنوى عند سطح الأرض (كيلو جرام / سم٢ / السنة)

كـالورى/سم٢/السنة. ومن دراسة شكل١٠ يتضح أن نصيب المناطق المدارية الحارة الجافة من كمية الإشعاع الشمسى يفوق مناطق أخرى من سطح الأرض حيث يصل نصيبها إلى نحو ٢٠٠كجم كالورى/سم٢/السنة. فى حين يبلغ متوسط نصيب المناطق الإستوائية من الإشعاع الشمسى نحو ١٤٠كجم كالورى/سم٢/السنة. أما المناطق الباردة فى شمال شرق اسيا وشمال أوربا وشمال أمريكا الشمالية فيقل نصيبها من كمية الإشعاع الشمسى عن ٨٠كجم/كالورى/السنة.

أدوات وطرق قياس إشراق الشمس والإشعاع الشمسى:

تستخدم محطات الرصد الجوى عدة أجهزة مختلفة لرصد إشراق الشمس والإشعاع الشمسى وتسجيل هذه البيانات[١] ومن بين أهم هذه الأودات مسجل كامبل ستوكس The Campell-Stokes Recoder ويتركب هذا الجهاز من كرة أو إنتفاخ رجاجى به عدسة تتجمع بداخلها الأشعة الشمسية على شكل بؤرة وتتسلط بؤرة الأشعة الشمسية على ورقة مثبته، فيحدث فيها حرقاً وقت إشراق الشمس وإذا إحتجبت الشمس توقف الإحتراق، من ثم يمكن أن تحدد عدد ساعات شروق الشمس من تتبع منحنيات إحتراق الورقة فى الجهاز[٢] وتعرف الأجهزة التى تسجل شدة الإشعاع الشمسى الساقط على منطقة محدودة المساحة خلال وقت محدد باسم أجهزة بيرهليومتر Pvrheliometers ومن أشهر هده الأجهزة ذلك الذى يعرف باسم جهار إبلى The Epply pyrheliometer ويمكن لهذا الجهاز عن طريق معرفة الفرق بين تأثير الأشعة الشمسية الساقطة على أسطح الحلقة البيضاء وأسطح الحلقة السوداء داخل الإنتفاخ الزجاجى فى

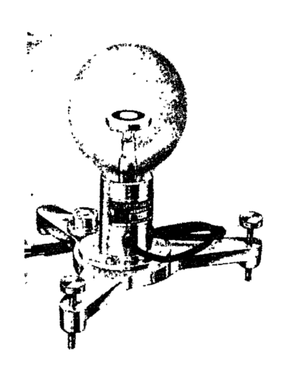
---

(١) a- · Howard, J. Critchfield. "General Climatology", Prentice-Hall. N. J. 2ed edi (1966), P.20-26.

(٢) لمزيد من الدراسة التفصيلية لأدوات وطرق قياس العناصر المختلفة للمناخ يرجح المؤلف ضرورة إطلاع القارىء على الفصل الخامس من كتاب الأستاذ الدكتور هوراس بايرH. Byers وعنوان هذا الفصل:

"Observation and Station meteorology". Graw-Hill. N. Y. 3rd edi (1959) P.61-95

الجهاز تحديد وقياس قوة إشعاع الشمس (حيث إن اللون الأسود يمتص الأشعة بدرجة أسرع من اللون الأبيض)[1].



(لوحة٢) جهاز البيرهليومتر لقياس شدة الإشعاع الشمسى

ويقاس الإشعاع الشمسى وتحدد تغيراته باستخدام الأكتنومتر وهو فى أبسط صورة يتركب من ترمومترين زئبقيين أحدهما ذو فقاعة تطلى باللون الأسود ومحاطة بانتفاخ زجاجى مفرغ من الهواء، والآخر تترك فقاعته بيضاء. وفى حالة الإستخدام يعرض كل من الترمومترين لأشعة الشمس مباشرة ويسجلان أقصى حرارة لأشعة الشمس أثناء النهار. ثم تعدل بعد ذلك قراءات الترمومترين. وقد يستخدم جهاز أخر أكثر تطوراً يعرف باسم الأكتنومتر المسجل وذلك لتسجيل تأثير الإشعاع الشمسى على الأسطح الداكنة ويقوم هذا الجهاز بتسجيل تغيرات الإشعاع الشمسى الساقط على الإنتفاخ الزجاجى للجهاز عن طريق رافعة مزودة بسن ريشة تسجل منحنياتها على ورق خاص[2].

---

(١) Blair, T. A., "Weather elements" Prentice-Hall, N. J. (1959) P.86.

(٢) محمود حامد محمد «المتيورولوجية» القاهرة (١٩٤٦) ص٩١.

أما قياس الضوء الشمسى Sunlight فيمكن تسجيله باستخدام أجهزة الخلايا الكهربائية الضوئية Photo-electric أو باجهزة الطيف الضوئية Photospectroscopic apparatus ولهذه الأجهزة القدرة على فحص مكونات الأشعة الشمسية وتحديد مقدار الأشعة فوق البنفسجية الساقطة عليها. هذا إلى جانب مقياس الطيف Spectrometer لتحليل الإشعاعات فوق البنفسجية ودون الحمراء ،كذلك الضوء المرئى، وقياس أطوال موجات الضوء المنبعث من مصادره المختلفة.

كما تمكن العلماء من قياس الإشعاع الأرضى الصاعد من سطح الأرض متجهاً إلى أعالى طبقة التروبوسفير والكشف عن الإشعاع الحرارى (الطاقة دون الحمراء) وقياسه. وذلك عن طريق جهاز الراديومتر Radio-meter. ويتركب هذا الجهاز فى أبسط صورة من عجلة تجديف داخل أنبوبة زجاجية، بحيث تتحرك عجلة التجديف عندما تعترض طريق الطاقة المشعة. وتدور عجلة التجديف فى مقياس الإشعاع دائماً بحيث يكون السطح الأسود للعجلة مدبراً عن مصدر الطاقة، والسطح المفضض مقبلاً عليها[1].

أدوات وطرق قياس درجة حرارة الهواء:

تقاس درجة حرارة الهواء باستخدام أنواع متعددة من المقاييس أو الترمومترات الحرارية منها ما يعرف باسم الترمومتر البسيط أو الجاف والترمومترات المزدوجة وذو النهاية العظمى وذو النهاية الصغرى، وقد تقرأ التسجيلات هذه الترمومترات الحرارية بأى من النظامين المئوى أو الفهرنهيتى[2].

---

(١) سرعة الضوء Speed of light أى معدل إنتقال الضوء فى الفراغ الجوى يبلغ نحو ٣ × ١٠ ^٨ متر فى الثانية أو ٣٠٠,٠٠٠كم فى الثانية، راجع:
د. أحمد رياض تركى «المعجم العلمى المصور» القاهرة (١٩٦٣) ص٤٦٩.

(٢) Sutton, Sir Graham. "Scales of temperature". Weather, vol. 18 Prt 5 (1963) P.130-134.

(أ) الترمومتر البسيط أو الجاف: Dry-bulb Thermometer

عبارة عن أنبوبة زجاجية مغلقة وبداخلها أنبوبة شعرية منتظمة الشكل وبنهايتها فقاعة صغيرة تستخدم كخزان يملأ بالكحول أو الزئبق(١). وعند تغير درجة حرارة الهواء حول الترمومتر البسيط يتمدد السائل الداخلى فى الفقاعة ويصعد إلى أعلى فى الأنبوبة الشعرية ويمكن قراءة مقدار تمدد هذا السائل أو إنكماشه عن طريق مسطرة مدرجة تدريجياً مئوياً أو فهرنهيتياً. وهذا التمدد أو الإنكماش يعبر بدوره عن إرتفاع درجة حرارة الهواء أو إنخفاضها.

(ب) الترمومتر الحرارى ذو المعدنين: Abimetalic Bar thermometer

يوضح هذا النوع من الترمومترات الإختلافات الحرارية التى تنتج عن مدى تأثر الأعمدة المعدنية المختلفة بدرجات الحرارة. وعلى ذلك فيتركب هذا الترمومتر الحرارى من سلكين معدنيين مختلفين (من حيث مادة المعدن المكونة لكل منهما) ويلتويان على بعضهما البعض ويكونان معاً عموداً واحداً (اى على شكل ضفيرة معدنية من المعدنيين معاً). فعندما ترتفع درجة حرارة الهواء يتمدد العمود المعدنى فى الترمومتر، إلا أن تمدده يكون بدرجات متفاوتة وذلك بحسب مدى تأثر كل معدن من معدنى قضيب الترمومتر بدرجة حرارة الهواء (معامل التمدد). ومن ثم ينتج عن ذلك تكوين ثنية أو إنحناء فى السلك المعدنى، ويمكن أن تترجم هذه الثنية إلى قيمة حرارية(٢).

(جـ) الترمستور أو الترمومتر المزدوج الكهربى: Thermistors Or Thermocouples

تسجل درجة حرارة الهواء عن طريق هذا الجهاز كهربائياً ويشيع إستخدام هذا النوع من الأجهزة فى الدراسات المناخية التفصيلية

---

(١) Trewartha, G. T., "An introduction to climate", Mc Graw-Hill, N. Y. (1954) P.25.

(٢) a--- Howard, J. Critchfield, "General Climatology", Prentice-Hall, N.J. 2ed edi. (1966) P.23-25.
b--- Willett, H. C., "Descriptive meteorology", N. Y. (1944)P.37.

Microclimatic observations وكـذلك عند قـيـاس درجة حـرارة التـربة السطحية وأنسـجة النباتات والهواء الدافىء بين ملابس الإنسـان أو فراشه، وذلك تبعـاً للدقة المتناهية التى تتميز بها هذه الأجهـزة عند قياسـهـا لدرجة حرارة الهـواء. ويتركب الترمستـور فى أبسط صوره من توصـيلة معـدنية تتألف من معدنين مختلفين. فإذا ما ترك أحد طرفى هذه التوصيلة المعدنية عند درجـة حـرارة مـعـينة، وأن يتـعـرض الطرف المعـدنى الآخـر لـدرجـات الحـرارة المتـغـيـرة فإنه يمكن حـسـاب درجـة حـرارة الهـواء بمعـرفـة مـدى إختلاف تـأثر المعدنيين بها. ويمكن قـيـاس القـوة الكهـربائية المحـركـة التى تتولد فى الدائرة الكهربية بالجـهاز عن طريق مـؤشـر مركب فـوق مسطرة مدرجة. كـمـا يتولد فى جـهاز الترمسـتـور مقاوّمة مـحدودة لانسياب الـتيار الكهربى وتزداد هـذه المقاومة مع إرتفاع درجة حرارة الهواء.

(د) ترمومتر النهاية العظمى: Maximum Thermometer

هذا الجهاز هـو عبارة عن ترمومـتـر زئبقى Mercury Thermometer وقد تكون مـسطرته مدرجة تدريجـاً مئوياً أو فـهرنهيـتياً. ويوجـد فـى نهاية طرف الأنبوبة الشـعرية للترمومتر فقـاعة يتجمع فيها الزئبق، وعـنـد مـخـرج هذه الفقاعة يوجد إختناق Contriction يعمل كصـمـام بحيث يسمح بمرور الزئبق بسـهـولة إذا ما تمدد بفـعل إرتفاع درجـة حرارة الهواء، ولـكـن عندمـا تنخـفـض درجـة حـرارة الـهـواء فـإن عـمـود الزئبق المتـراجع ينكسـر عند الإخـتـناق. ويظل أعـالى عمـود الزئبق يشـيـر إلى النهاية الـعظمى أو بمعـنى أخر أعلى درجات الحرارة التى تم رصـدهـا من قبل خلال اليوم. ويلاحـظ أنه ينبـغى أن يوضـع هـذا الـتـمومـتـر فى وضـع أفـقـى وأن يرتكز على حـوامل، حـتى يمكن لقـوة الطرد المركـزية أن تسـحـب الزئبق إلى أعلى عـبـر إخـتـناق الأنبوبة الشـعرية[1].

---

(١) أ – المرجع السابق صفحة٢٥.

ب– للدراسة التفصيلية لآلات الرصد الجوى المختلفة يحسن مراجعة:

محمود حامد محمد «المتيورولوجية» القاهرة (١٩٤٦) الباب الثانى من كتابه بعنوان «آلات الرصد» من ص٢٥–٦١.

(هـ) ترمومتر النهاية الصغرى: Minimum thermometer

يلاحظ هنا أن الأنبوبة الشعرية فى هذا الترمومتر تعد أكثر إتساعاً من تلك التى توجد فى ترمومتر النهاية العظمى، كما لابد أن يستخدم هنا الكحول غير الملون Colourless alcohol بدلاً من الزئبق، ذلك لأن الزئبق يتجمد عند درجة حرارة -٤٠°م. وتحت الطرف العلوى للأنبوبة الشعرية الكحولية يوجد مؤشر دقيق الحجم، قاتم اللون A tiny dark index له طرف مدبب بحيث يمكن تحريكه بسهولة على طول الأنبوبة الشعرية. ويلاحظ أن هذا الترمومتر -كما هو الحال بالنسبة لترمومتر النهاية العظمى- لابد وأن يوضع عند الإستعمال فى وضع أفقى. وعند إنكماش الكحول مع إنخفاض درجة الحرارة، تنسحب العلامة أو المؤشر الزجاجى. ولكن إذا ما إرتفعت درجة الحرارة من جديد وتمدد الكحول مرة ثانية داخل الأنبوبة الشعرية للترمومتر، فإنه يترك العلامة أو المؤشر فى هذه الحالةومن ثم يدل موقع المؤشر على أقل درجة حرارة تم رصدها خلال اليوم[١].

(و) الثرموجراف البسيط: Thermograph Double-recording thermograph وذو التسجيل المزدوج:

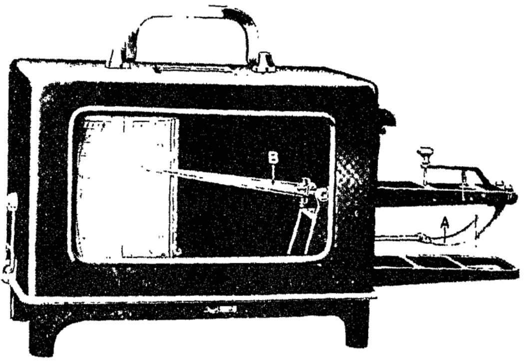
يتركب الثرموجراف من ملف معدنى مكون من معدنين مثبتين مع بعضهما البعض كما أنهما يختلفان من حيث معامل تمددهما، وذلك مثل النحاس والصلب. ويتصل هذا الملف بنظام من الروافع A System of levers وتقوم الروافع بنقل التغيرات الحرارية (تبعاً لتحركها) إلى ذراع مثبت به قلم أو ريشة حبر Pen arm. ويتحرك طرف القلم على ورقة رسم بيانى خاصة تقسم رأسياً إلى درجات الحرارة، فى حين أن المحور الأفقى للورقة يقسم إلى ساعات أو إلى ساعات وأيام[٢]. وتلف ورقة الرسم البيانى حول إسطوانة تحركها ساعة بداخلها Clock، A Cylindrical. ويمكن

---

(١) المرجع السابق ص٢٦.

(٢) محمود حامد محمد «الظواهر الجوية فى القطر المصرى» القاهرة (١٩٢٧) ص٧٤-٧٥.

لساعة الثرموجراف أن تعمل لمدة ثمانية أيام متواصلة، فى حين تكفى ورقة الرسم البيانى المقسمة والمثبتة حول الأسطوانة بأن يقوم الثرموجراف بعمله عليها لمدة سبعة أيام متواصلة. وعندما ترتفع درجة الحرارة يتمدد الملف وتنتقل الحركة إلى الروافع وزراع الثرموجراف الذى يتحرك إلى أعلى وإلى أسفل مسجلاً بدوره كل أرتفاع أو إنخفاض فى درجة الحرارة على شكل منحنى بيانى –على ورقة الرسم البيانى– طوال ساعات اليوم أو طوال فترة زمنية طويلة تصل إلى أسبوع كامل. (لوحة٣)

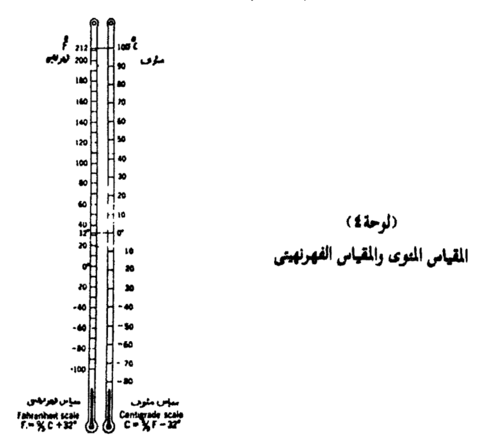


(لوحة٣) جهاز الثرموجراف لقياس وتسجيل درجة حرارة الهواء

وفى بعض الأجهزة يكون للثرموجراف فيها ذراعان مثبتان بحيث يسجل أحدهما تغيرات درجة حرارة الهواء، فى حين يتصل الذراع الثانى بأنبوبة شعرية تربطه بموقع أخر فى الهواء أو فى المياه أو فى التربة السطحية. وعلى ذلك يسجل هذا الثرموجراف منحنيين، أحدهما يمثل منحنى حرارة الهواء والآخر منحنى حرارة المياه أو التربة أو أى عنصر أخر. ويستخدم هذا النوع من أجهزة الثرموجراف ذات التسجيل المزدوج Double-recording thermographs عند إجراء الدراسات المقارنة.

نظم قياس درجة الحرارة:

تقاس درجة حرارة الهواء باستخدام أى أو كل من النظامين الدوليين المعروفين بالنظام المئوى أو نظام سلسيوس Centigrade or Clesius Scale والنظام الفهرنهيتى Fahrenheit Scale. ويكاد يقتصر إستخدام النظام الفهرنهيتى على بريطانيا وبعض الدول التى تتحدث باللغة الإنجليزية، فى حين أن إستخدام النظام المئوى يعد أكثر شيوعاً فى معظم انحاء العالم نظراً لسهولة إستخدامه[1]. (لوحة ٤).



(لوحة ٤)

المقياس المئوى والمقياس الفهرنهيتى

أ- المقياس المئوى:

وفيه تنقسم الفترة الأساسية إلى ١٠٠ قسم. والنقطة السفلى منه فى صفر°م والنقطة العليا فيه هى ١٠٠°م، ويعبر عن درجة الحرارة المئوية بالرمز د°مَ (أى درجة مئوية) والصفر المئوى هو عبارة عن درجة إنصهار

(١) Ward, R., "Climate", 2ed edi. N. Y. (1918) P.53.

الجليد النقى وقد تبين أن تأثير الضغط عند هذه الدرجة يعد بسيطاً جداً. أما درجة غليان الماء المقطر تحت الضغط الجوى العدى (٧٦سم زئبق) فهى ١٠٠°م. وقد تبين أن هذه الدرجة الحرارية (د) تتغير مع تغير الضغط الجوى (ض) وفقاً للمعادلة الآتية:

$$د_{ض} = ١٠٠ + ٠,٣٧ (ض - ٧٦) - ٠,٠٢٣ (ض - ٧٦)^{٢}$$

حيث إن:

د = درجة الغليان بالتدريج المئوى.

ض = الضغط الجوى مقدراً بالسنتيمتر زئبق.

وعند تحديد النقطتين الثابتتين فى المقياس تقسم طول الفترة الأساسية بين الدرجتين إلى ١٠٠قسم بحيث يسمى كل قسم منها درجة مئوية.

ب- المقياس الفهرنهيتى:

تحدد درجة غليان المياه فى هذا المقياس ٢١٢°ف ودرجة ذوبان أو إنصهار الثلج (درجة التجمد عند صفرم) = ٣٢°ف وعلى ذلك فإن ١٠٠°م= ١٨٠°ف (٢١٢° - ٣٢°ف) ومن ثم فإن ١°م = $\frac{١٨٠}{١٠٠}$ = $\frac{٩}{٥}$ درجة ف[1].

وفى ضوء العلاقة بين درجة الحرارة على المقياس الفهرنهيتى ف ودرجة الحرارة على المقياس المئوى د يتضح إذن فى المعادلة الآتية أن:

$$د_{ف} = \frac{٩}{٥} د + ٣٢.$$

ويمكن مثلاً حساب درجة الحرارة التى لها نفس القيمة على كل من

(1) د. محمود عبد الوهاب، د. الوهيدى فراج الوهيدى «مبادىء البصريات الطبيعية والصوتيات والحرارة» كلية العلوم - جامعة الإسكندرية (١٩٧٩) ص٦٢.

المقياسين المئوى والفهرنهيتى، وكذلك يمكن معرفة درجة الحرارة التى تكون قيمتها على المقياس المئوى ضعف قيمتها على المقياس الفهرنهيتى وذلك باتباع الخطوات التالية:

فى الحالة الأولى: نضع $\text{دف} = \text{د}$

وتبعاً للمعادلة $\text{دف} = \frac{٩}{٥}\,\text{د} + ٣٢$ نحصل على

$$\text{د} - \frac{٩}{٥}\,\text{د} = ٣٢$$

$$\frac{٥}{٥}\,\text{د} - \frac{٩}{٥}\,\text{د} = ٣٢$$

$$-\frac{٤}{٥}\,\text{د} = ٣٢$$

$$-٤\text{د} = ٥ \times ٣٢$$

$$\text{د} = \frac{-٥ \times ٣٢}{٤}$$

إذن $\text{د} = -٤٠$ درجة.

وفى الحالة الثانية: إذا ما إعتبرنا أن $\text{د} = ٢\,\text{دف}$

نحصل على:

$$\text{دف} = \frac{٩}{٥}(٢\,\text{دف}) + ٣٢$$

$$\text{دف} = \frac{١٨}{٥}\,\text{دف} + ٣٢$$

$$\frac{٥}{٥}\,\text{دف} = \frac{١٨}{٥}\,\text{دف} + ٣٢$$

$$-\frac{١٣}{٥}\,\text{دف} = ٣٢$$

$$\text{دف} = ٣٢ \times -\frac{٥}{١٣}$$

$$\text{دف} = \frac{١٦٠}{١٣}$$

إذن $\text{دف} = -١٢,٣$ درجة.

ومما سبق يتضح أنه يمكن بسهولة تحويل الدرجات المئوية إلى فهرنهيتية وبالعكس وفقاً لما يلي:

$$\text{الدرجة المئوية} = \frac{٥}{٩} (\text{الدرجة الفهرنهيتية} - ٣٢)$$

$$\text{الدرجة الفهرنهيتية} = ٣٢ + \frac{٥}{٩} (\text{الدرجة المئوية})$$

وعلى ذلك فإن:

$$٢٠°\text{م} = (\frac{٥}{٩} \times ٢٠) + ٣٢ = ٦٨°\text{م}$$

$$٦٨°\text{ف} = (٦٨ - ٣٢) \times \frac{٥}{٩} = ٢٠°\text{م}$$

وتنبغى الإشارة إلى أن هناك نظاماً آخر يقيس به العلماء أعلى درجات الحرارة الحركية وأدناها ويعرف باسم نظام كالفن Kelven. ويعتمد هذا النظام على تحديد الصفر المطلق Absolute. ويقصد بالصفر المطلق نقطة بداية مدرج الحرارة المطلقة وهى -٢٧٣°م. وهى عبارة عن الدرجة التى يتوقف عندها كل حركة حرارية، ويتلاشى عندها حجم الغاز نظرياً مع ثبات الضغط. ولم يتمكن العلماء من تخفيض درجة حرارة أى جسم ما إلى ما تحت الصفر المطلق. ويمكن أن تحول درجات الحرارة المئوية إلى درجات حرارة حركية مطلقة وذلك بإضافة ٢٧٣° إلى قيمتها.

أى أن:

٢٠°م = ٢٠ + ٢٧٣ = ٢٩٣° مطلقة. (درجة كالفن °K)

حساب متوسطات درجات الحرارة:

تهتم الدراسات المناخية بحساب المتوسطات والمعدلات المختلفة لعناصر المناخ ومنها درجة الحرارة. وعن طريق رصد وتسجيل درجات حرارة الهواء ساعة بساعة أثناء اليوم الواحد يمكن حساب المتوسط اليومى لدرجة الحرارة. وإذا كانت البيانات الطقسية مسجلة فى محطة ما خلال مدة زمنية طويلة (عشرات من السنين) فإنه يمكن حساب المتوسط الشهرى لدرجة الحرارة وكذلك المتوسط السنوى لها والمعدل الشهرى والمعدل السنوى بل ومعرفة حالة الظروف الحرارية للمنطقة التى تتمثل

فيها هذه المحطة المناخية. كما تعتمد الخرائط المناخية البيانية أو الكمية Quantitative Climatic Maps على معرفة المتوسطات والمعدلات الشهرية والفصلية والسنوية لعناصر المناخ المختلفة ومن بينها حرارة الهواء. وإذا ما توفرت محطات الرصد الجوى فى منطقة ما، وقامت بتسجيل ورصد عناصر المناخ المختلفة خلال مدة زمنية طويلة فإنه يمكن إنشاء خطوط التساوى البيانية Isopleth Lines بعد حساب معدلات البيانات المناخية المختلفة(1). ومن بين هذه الخطوط البيانية ما يعرف باسم خطوط الحرارة المتساوية Isotherms وخطوط الضغط المتساوى Isobars وخطوط السرعة المتساوية للرياح Isotachs وخطوط النمو المتساوى للنباتات Isophenes. وتحسب المتوسطات المختلفة لدرجة حرارة الهواء كما يلى:

١- المتوسط اليومى لدرجة الحرارة: The Daily mean of temperature

ويمكن حساب المتوسط اليومى لدرجة الحرارة إذا ما سجلت درجة حرارة الهواء خلال اليوم الواحد ٢٤ مرة (أى مرة كل ساعة) ثم إيجاد مجموع كل هذه القراءات وقسمتها على ٢٤.

$$= \frac{\text{مجموع درجات حرارة الهواء خلال ٢٤ ساعة (ساعات اليوم)}}{\text{٢٤}}$$

ويحسب عادة المتوسط اليومى لدرجة الحرارة كما يلى(2):

$$= \frac{\text{قراءة الساعة ٨ + الساعة ١٤ + الساعة ٢٠ + النهاية الصغرى}}{\text{٤}}$$

ويمكن أيضاً إستخدام طريقة أخرى سهلة حسابياً ولكنها أقل دقة

(1) Trewartha, G. T., "An introduction to Climate",Mc. Graw-Hill, N. Y. (1954) P.26-27.

(2) محمود حامد محمد «المتيورولوجية» القاهرة (١٩٤٦) ص٦٤.

من الطريقة الأولى وذلك بايجاد مجموع النهايتين العظمى والصغرى لدرجة حرارة الهواء أثناء اليوم الواحد، ثم قسمته على ٢[١]:

$$= \frac{\text{النهاية العظمى + النهاية الصغرى}}{٢}$$

ويطلق على الفرق بين قراءة النهايتين العظمى والصغرى لدرجة الحرارة أثناء اليوم تعبير المدى الحرارى اليومى Daily range of temperature ويمكن حساب هذا المدى مباشرة عند قراءة ترمومتر النهاية العظمى وترمومتر النهاية الصغرى لدرجة الحرارة. وتعتمد خرائط الطقس على بيانات المتوسطات اليومية والمدى الحرارى اليومى لدرجة الحرارة ولغيرها من عناصر المناخ الأخرى.

٢- المتوسط الشهرى لدرجة الحرارة: The monthly mean of temperature

يعد أدق حساب للمتوسط الشهرى لدرجة الحرارة، هو عند رصد درجة حرارة الهواء خلال كل ساعة من ساعات اليوم (٢٤ساعة) والحصول على المتوسط اليومى لدرجة الحرارة، ثم جمع المتوسطات اليومية لدرجة الحرارة خلال أيام الشهر وقسمة الناتج على عدد أيامه(٢) إى إن:

---

(١) أ- Howard, J. Critchfield "General Climatology", Prentice-Hall, New Jersey, 2ed edi. (1966) P.21.

وراجع أيضاً:

ب- د. فهمى هلالى أبو العطا «الطقس والمناخ» الإسكندرية (١٩٧٠) ص٦٦-٦٧.

جـ- د. عبد العزيز طريح شرف «الجغرافيا المناخية والنباتية» الجزء الأول الإسكندرية (١٩٦١) ص٤٧.

د. محمود حامد محمد «الظواهر الجوية ....» القاهرة (١٩٢٧) ص٧٧.

(٢) Trewartha, G. T., "An introduction to Climate", Mc Graw-Hill, N. Y. (1954) P.27.

المتوسط الشهرى لدرجة الحرارة =

$$\frac{\text{مجموع المتوسطات اليومية لدرجة الحرارة خلال أيام الشهر}}{\text{عدد أيام الشهر}}$$

وقد يلزم الدراسات المناخية معرفة معلومات أخرى عن درجات الحرارة الشهرية أكثر تفصيلاً عن المتوسط الشهرى العام لدرجة الحرارة. وعلى ذلك يمكن حساب مثلاً:

أ- المتوسط الشهرى للنهايات العظمى لدرجة الحرارة:

$$\frac{\text{مجموع قراءات النهايات العظمى لدرجة الحرارة لكل أيام الشهر}}{\text{عدد أيام الشهر}}$$

ب- المتوسط الشهرى للنهايات الصغرى لدرجة الحرارة:

$$\frac{\text{مجموع قراءات النهايات الصغرى لدرجة الحرارة لكل أيام الشهر}}{\text{عدد أيام الشهر}}$$

جـ- متوسط المدى الحرارى الشهرى:

$$\frac{\text{مجموع المدى الحرارى اليومى لكل أيام الشهر}}{\text{عدد أيام الشهر}}$$

وقد يحسب المدى الحرارى الشهرى لدرجة الحرارة بطريقة أخرى تعد أسهل حسابياً وذلك على أساس إيجاد الفرق بين أعلى يوم من أيام الشهر الواحد وأقلها حرارة:

٣- المتوسط السنوى لدرجة الحرارة: The annual mean of temperature

ويعد أدق حساب للمتوسط السنوى لدرجة حرارة الهواء، هو عند جمع كل المتوسطات اليومية لدرجة الحرارة لكل أيام السنة وقسمة الناتج على عدد أيام السنة، أى:

$$\frac{\text{مجموع المتوسطات اليومية لكل أيام السنة}}{\text{عدد أيام السنة}}$$

وتبعاً لصعوبة إجراء العمليات الحسابية بهذه الطريقة السابقة (تستخدم هنا الآلات الحاسبة الألكترونية) فيمكن حساب المتوسط السنوى لدرجة الحرارة على أساس ايجاد مجموع المتوسطات الشهرية لدرجة الحرارة خلال السنة ثم قسمة الناتج على عدد أشهر السنة. أى:

$$= \frac{\text{مجموع المتوسطات الشهرية لدرجة الحرارة خلال السنة}}{12}$$

ويمكن الحصول على المدى الحرارى السنوى Annual range of temperature باستخدام عدة طرق هى:

أ- حساب الفرق بين متوسط أعلى الشهور حرارة وأقلها حرارة.

ب- إيجاد مجموع متوسطات المدى الحرارى الشهرى خلال السنة وقسمة الناتج على عدد شهور السنة.

جـ- إيجاد مجموع متوسطات المدى الحرارى اليومى خلال السنة وقسمة الناتج على عدد أيام السنة.

وتعد هذه الطريقة الأخيرة أكثر دقة عن بقية الطرق الأخرى.

وينبغى على الجغرافى أن يعبر عن مضمون هذه القيم الحرارية جميعاً باستخدام الرسوم والمنحنيات البيانية البسيطة منها والمركبة، وكذلك إنشاء خرائط الطقس والخرائط المناخية حتى تظهر القيمة الجغرافية لهذه المتوسطات والمعدلات المختلفة[1]. وقد يحتاج كل من المتيورولوجى والجغرافى إلى معرفة بعض القيم الحرارية الشاذة التى سبق تسجيلها بمحطات الأرصاد الجوية فى منطقة ما من مدة زمنية

---

(١) Court Arnold, "Duration of very hot Temperatures Bull. Am. Met. Soc., vol. 33, Part4 (1952), P.140-149.

سابقة. فقد يكون من المفيد أن يرجع الباحث إلى معرفة أعلى أو أقل درجات حرارة تم تسجيلها من قبل. ويوضح الجدول الآتى بيان ببعض القراءات المتيورولوجية الشاذة التى تم رصدها وتسجيلها لمثل هذه الحالات والتى تخرج عن المعدلات أو المتوسطات المألوفة وتاريخ رصد كل حالة منها(١):

تسجيل الحالة	درجة الحرارة (فْ)	الموقــــــع	تاريخ الرصد
١- أعلي درجة حرارة فى العالم .	١٣٦ْ	العزيزية - الجماهيرية الليبية	١٣ سبتمبر ١٩٢٢
٢- أعلى درجة حرارة فى الولايات المتحدة الأمريكية .	١٣٤ْ	جرينلاند رانش - كاليفورنيا	١٠ يوليو ١٩١٣
٣- أعلى متوسط سنوى للحرارة فى العالم	٨٨ْ	بلدة لاف - الصومال	(متوسط ١٣ سنة)
٤- أقل درجة حرارة فى نصف الكرة الغربى	-٨٧ْ	جرينلاند	٦ ديسمبر ١٩٤٩
٥- أقل درجة حرارة فى أمريكا الشمالية	-٨١ْ	سناج - هضبة يوكن	٣ فبراير ١٩٤٧
٦- أقل درجة حرارة فى العالم .	-٩ر١٢٦ْ	فوستل - الإتحاد السوفيتى	٢٤ أغسطس ١٩٦٥

(١) Ludlum David, M., "Extremes of heat in U.S.", Weatherwise, vol. 16 Part3 (1963), P.108-129.

تسجيل الحالة	درجة الحرارة (ف°)	الموقع	تاريخ الرصد
١- أعلي درجة حرارة فى العالم .	١٣٦°	العزيزية – الجماهيرية الليبية	١٣ سبتمبر ١٩٢٢
٢- أعلى درجة حرارة فى الولايات المتحدة الأمريكية .	١٣٤°	جرينلاند رانش – كاليفورنيا	١٠ يوليو ١٩١٣
٣- أعلى متوسط سنوى للحرارة فى العالم	٨٨°	بلدة لاف – الصومال	(متوسط ١٣ سنة)
٤- أقل درجة حرارة فى نصف الكرة الغربى	-٨٧°	جرينلاند	٦ ديسمبر ١٩٤٩
٥- أقل درجة حرارة فى أمريكا الشمالية	-٨١°	سناج – هضبة يوكن	٣ فبراير ١٩٤٧
٦- أقل درجة حرارة فى العالم .	-١٢٦،٩°	فوستل – الإتحاد السوفيتى	٢٤ أغسطس ١٩٦٥

التوزيع الجغرافى (الأفقى) للحرارة وخطوط الحرارة المتساوية على سطح الأرض:

يهتم كثير من الباحثين ومن بينهم خاصة عالم المناخ والمتيورولوجى والجغرافى والمهندس المعمارى بدراسة متوسطات درجات حرارة الهواء الفصلية والسنوية، وإختلافها من مكان إلى آخر على سطح الأرض. وبفضل إنتشار الأعداد الكبيرة من محطات الرصد الجوى فى جميع أنحاء العالم، تمكن الباحثون من رصد درجات الحرارة لمواقع متعددة من سطح العالم، ثم ربط المواقع التى تتساوى فى قيمها الحرارية بخطوط التساوى الحرارية، وإنشاء ما يعرف باسم خرائط خطوط الحرارة المتساوية Isotherm Maps وعند إنشاء خطوط الحرارة المتساوية ينبغى أن تعدل درجات الحرارة الفعلية التى سجلتها محطات الأرصاد الجوية للمواقع المختلفة بالنسبة لمستوى سطح البحر. وعلى ذلك تضاف ٣,٣°ف إلى درجة الحرارة الفعلية التى سجلتها محطة الرصد الجوى وذلك لكل إرتفاع قدره ١٠٠٠ قدم[١].

وقد سبقت الإشارة إلى أن تأثير الإشعاع الشمسى[٢] فى تسخين الهواء الملامس لسطح الأرض يختلف مع دوائر العرض. ومن ثم فإن إنخفاض درجات الحرارة من المنطقة الإستوائية فى إتجاه القطبين تعد من النقاط الهامة فى الدراسات المناخية. ولكن إذا كان هذا هو العامل الوحيد الذى يؤثر فى إختلافات حرارة الهواء على سطح الأرض لكانت خطوط الحرارة المتساوية تقل فى قيّمها الحرارية كلما إتجهنا شمالاً أو جنوباً من المنطقة الإستوائية، وأن تكون هذه الخطوط مستقيمة الإمتداد ومتوازية تماماً كما هو الحال بالنسبة لدوائر العرض المختلفة. ولكن على خرائط

---

(١) فإذا كان المتوسط السنوى لدرجة الحرارة الفعلية لمكان ما، إرتفاعه عن سطح البحر ٢٠٠٠ قدم هو ٦٠ف، فإن القيمة الحرارية المعدلة لهذا المكان على خرائط خطوط الحرارة المتساوية تكون ٦٠° + ٦,٦° = ٦٦,٦°ف.

(٢) راجع من قبل، العوامل التى تؤثر فى قوة الإشعاع الشمسى وخاصة أثر إختلاف طول الليل والنهار، ودرجة ميل الأشعة الشمسية الساقطة على سطح الأرض الكروى، وطول هذه الأشعة ونوعيتها، ودرجة شفافية الجو، ومدى تراكم السحب والمواد العالقة بالغلاف الجوى.

خطوط الحرارة المتساوية فى العالم تظهر هذه الخطوط على شكل منحنيات ذات أقواس محدبة ومقعرة وذلك يرجع إلى تأثيرها بمدى إتساع اليابس والمسطحات المائية، وأثر الغطاءات النباتية، والإرتفاعات الجبلية العالية، والكتل الهوائية الساخنة والباردة، وبمدى تأثر سواحل القارات بكل من التيارات البحرية الباردة والدفيئة[1] وتتلخص العوامل التى تؤثر فى إختلاف درجة حرارة الهواء الملامس لسطح الأرض من مكان إلى آخر ومن ثم فى قيّم خطوط الحرارة المتساوية وأشكالها فى العالم فيما يلى:

١- مدى القرب عن الدائرة الإستوائية أو البعد عنها، حيث تكون أشعة الشمس عمودية وقصيرة فوق الدائرة الإستوائية. ومن ثم تصبح منطقة الدائرة الإستوائية شديدة الحرارة فى حين ينخفض المتوسط السنوى لدرجة حرارة الهواء كلما إتجهنا شمالاً أو جنوباً من منطقة الدائرة الإستوائية. (راجع شكل٤).

٢- التوزيع غير المنتظم للمسطحات المائية واليابس، ذلك لأن الأرض تكتسب الحرارة بسرعة وتفقدها بسرعة، فى حين أن المسطحات المائية تكتسب الحرارة ببطء وتفقدها ببطء كذلك. وينتج عن ذلك أن المدى الحرارى (اليومى والفصلى) يكون أكبر على اليابس منه فوق المسطحات المائية، وإن درجات حرارة اليابس أعلى من درجات حرارة المسطحات المائية التى تقع معها على نفس دوائر العرض[2]. ويعزى الفرق فى الإختلافات الحرارية بين المسطحات المائية واليابس إلى ما يلى:

أ- ان المياه جسم متحرك وعند تعرضها للتسخين يتكون فيها

---

(١) a--- Houghton, H. G., "On the annual heat balance of the Northern Hemisphere", Jour, Met. vol. 11 (1954) P.1-9.
b--- Gresswell, R., "Physical geography", Longman (1972) P.41-52.

(٢) a--- Petterssen, S., "Meteorology", 3rd edi, Mc Graw-Hill, N. Y. (1969) P.53-72.
b--- Riehl, H., 'Introduction to the atmosphere", Mc Graw-Hill,, N. Y. (1972) P.39.

تيارات رأسية وأخرى أفقية تعمل على توزيع الحرارة بالمياه. فى حين أن الإشعاع الشمسى الساقط على الأرض يتركز وجوده عند سطح الأرض نفسه ويفقد جزء منه بالإمتصاص، حيث ينتقل قسم بسيط جداً من الإشعاع إلى أسفل سطح الأرض.

ب- حيث إن المياه شفافة، فمن ثم نجد أن الإشعاع الشمسى الساقط فوقها يتساب إلى أعماق بعيدة بخلاف ذلك فى حالة سقوطه فوق اليابس المعتم.

جـ- إن الحرارة النوعية Specific heat للمياه أعلى من الحرارة النوعية لليابس (أى أن كتلة أو حجم معين من المياه تحتاج إلى حرارة أعلى من تلك التى تحتاجها نفس كتلة الأرض لرفع درجة حرارتها ١°م) وبسبب هذه الإختلافات يتكون فى المناطق الداخلية المتسعة من اليابس ما يعرف باسم المناخ القارى Continental Climate، فى حين يتكون فوق مناطق السهول البحرية، ومناطق اليابس التى يتداخل فيها الخلجان البحرية بكثرة ما يعرف باسم المناخ البحرى Maritime Climate.

٣- تأثير التيارات البحرية (الأفقية) الباردة والدفيئة فى تشكيل درجة حرارة الهواء الملامس لأسطحها. ومن المعلوم أن التيارات البحرية هى مظهر من مظاهر حركة المياه (الراسية والأفقية) فى البحار والمحيطات. وقد كان يظن سابقاً بأن سبب نشوء التيارات السطحية فى البحاروالمحيطات هو فعل دوران الإرض حول نفسها أو بفعل الرياح. ولكن أوضحت الدراسات الأقيانوغرافية الحديثة بأن الرياح قد تشكل الإتجاه العام الذى تتحرك فيه التيارات البحرية أما النشأة الأصلية لهذه التيارات فإنما يعزى إلى أثر إختلاف درجة حرارة المياه البحرية ونسبة ملوحتها، وكليهما معاً يؤثران فى إختلاف كثافة مياه البحر من موقع إلى آخر، وتنتقل مياه البحر الأعلى كثافة إلى تلك الأخرى الأقل منها

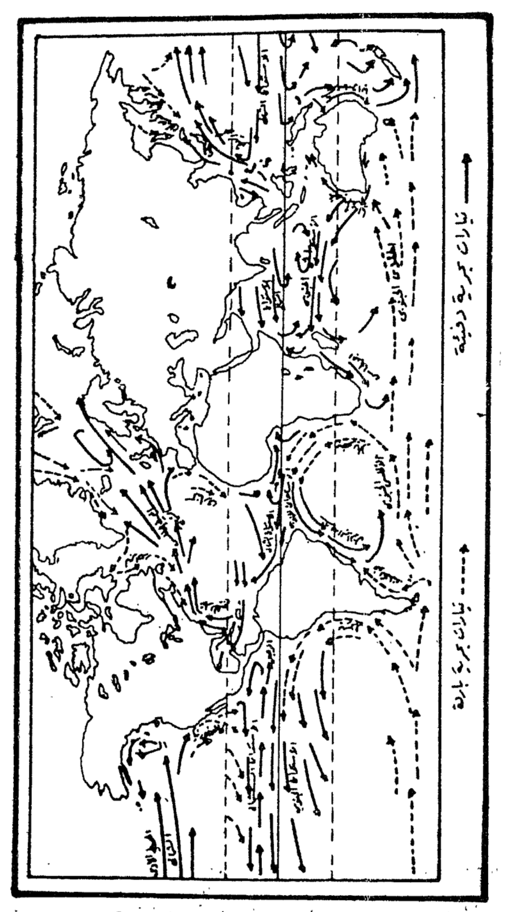
كثافة[1] على شكل تيارات رأسية وأخرى أفقية. وهكذا تنتقل التيارات البحرية الإستوائية الدفيئة (مثل التيار الإستوائى الشمالى وتيار الخليج الدفىء) إلى العروض المعتدلة تبعاً لارتفاع كثافة مياهها (نتيجة لارتفاع درجة حرارة مياهها ومن ثم تركز الأملاح فيها وإرتفاع كثافتها). فى حين تنساب التيارات القطبية الباردة (مثل تيار لبرادو البارد) من المناطق القطبية إلى المناطق المعتدلة الدفيئة أيضاً وذلك تبعاً لارتفاع كثافة مياهها (ولكن هنا نتيجة لارتفاع نسبة ملوحة المياه القطبية، حيث تتجمد مياهها السطحية فى فصل الشتاء، ومن ثم تتركز الأملاح فى المياه السفلية وترتفع نسبة ملوحتها وكثافتها).

ويصاحب التيارات البحرية الدفيئة هواء دافىء يلامس سطح مياه البحار، فى حين يصاحب التيارات البحرية الباردة هواء بارد ينتقل فوق أسطحها مع حركتها الأفقية فى البحار والمحيطات. وعلى ذلك فعند إنتقال التيارات البحرية فى حركتها الأفقية بجوار سواحل القارات، تشكل الأحوال الطقسية لهذه المناطق الساحلية بأثر فعل كل من الهواء البارد أو الهواء الدافىء المصاحب للتيارات البحرية (شكل١١). وعلى سبيل المثال تبين أن درجة حرارة السواحل الجنوبية الشرقية للولايات المتحدة الأمريكية ترتفع بأكثر من ١٠°م عنها بالنسبة للسواحل الجنوبية الغربية الواقعة معها عند نفس دوائر العرض، وذلك لأن السواحل الأولى تتأثر حرارتها بمؤثرات تيار الخليج الدفىء والهواء الدفىء المصاحب له، فى حين تتأثر السواحل الثانية بتيار كاليفورنيا البارد والهواء البارد المصاحب له. ومن ثم نلاحظ أن خطوط الحرارة المتساوية على السواحل الجنوبية الشرقية للولايات المتحدة الأمريكية تبدو على شكل منحنيات محدبة الشكل، فى حين تبدو على شكل منحنيات مقعرة الشكل على طول سواحلها الجنوبية الغربية. وتتكرر نفس الملاحظة بدرجات مختلفة على

---

(١) للدراسة التفصيلية راجع:

د. حسن أبو العينين «جغرافية البحار والمحيطات» الإسكندرية – الطبعة الحادية عشر (١٩٩٦)



(شكل ١١) التوزيع الجغرافي للتيارات البحرية السطحية

طول سواحل قارات العالم التى تتأثر بأى من التيارات البحرية الدفيئة أو الأخرى الباردة.

٤- أثر الغطاء النباتى: حيث يساعد هذا الغطاء على تعديل درجة حرارة الهواء الملامس لسطح الأرض، ففى المناطق الجرداء الخالية من النبات تسقط الأشعة الشمسية مباشرة فوق سطح الأرض، ويمتص بعض هذه الأشعة فى حين يرتد بعضها الآخر على شكل إشعاع أرضى ويعمل على تسخين الهواء الملامس لسطح الأرض. أما النباتات الكثيفة فإنها تنظم عملية تساقط الأشعة الشمسية فوق سطح الأرض، وتعدل من درجات الحرارة حيث تمتص النباتات الطبيعية بعض الأشعة الساقطة وتلطف حرارة الجو بفعل النتح.

٥- أثر الإرتفاع عن سطح الأرض؛ فقد سبقت الإشارة من قبل إلى أن حرارة الهواء تستمد أساساً من الإشعاع الأرضى الناتج بعد إنعكاس الإشعاع الشمسى على سطح الأرض. ويكتسب الهواء حرارته بفضل الغبار والمواد العالقة فيه والغازات الثقيلة منه مثل ثانى أكسيد الكربون وبخار الماء وتعمل هذه المواد جميعاً على إمتصاص الحرارة وبالتالى رفع درجة حرارة الهواء الملامس لسطح الأرض. أما إذا إنخفضت نسبة وجود هذه المواد كما هو الحال فى طبقات الجو العليا وعند المناطق الجبلية المرتفعة والتى لا يتمثل عندها سوى الغازات الخفيفة. فإن هذه الأخيرة لا تؤدى إلى إرتفاع درجة حرارة الهواء.

وعلى ذلك تبين أن تسخين الهواء أو الغلاف الغازى فى طبقة التروبوسفير يتم من أسفل إلى أعلى وكذلك تبين أن درجة الحرارة تقل بمعدل ١°م لكل ١٥٠م (أى ٣,٣°ف لكل ١٠٠٠قدم) وهكذا يتضح أن درجة حرارة الهواء عند أقدام الجبال أعلى بكثير من الحرارة عند قممها العالية، بل قد يتكون فى هذه الأماكن الأخيرة القمم الثلجية ولكن قد تتكون أحياناً ظروف محلية تغير من نظام الحرارة الرأسى بحيث ترتفع درجة الحرارة كلما إرتفعت إلى أعلى وهذه الحالة التى تعرف باسم «الإنقلاب الحرارى».

٦- أثر الكتل الهوائية: حيث تعمل الكتل الهوائية الباردة على إنخفاض درجة حرارة الهواء فى المناطق التى تنساب إليها. بينما تعمل كتل الهواء الساخنة على إرتفاع درجة حرارة الهواء فى المناطق التى تنساب إليها. والكتلة الهوائية عبارة عن كتلة من الهواء متجانسة الخصائص الطبيعية بدرجة كبيرة وتنساب من منطقة إلى أخرى تبعاً لتباين مناطق الضغط.

٧- أثر الرياح المحلية: فإن بعض أجزاء سطح الأرض تتأثر بأنواع متعددة من الرياح المحلية التى يقتصر هبوبها على مناطق محدودة من سطح الأرض. وهذه الرياح المحلية يشتد هبوبها خلال أوقات معينة من السنة، ومنها رياح باردة تؤدى إلى زيادة برودة الهواء فى حين أن بعضها الآخر قد تكون رياح دفيئة تؤدى إلى زيادة إرتفاع درجة حرارة الهواء فى المناطق التى تهب عليها.

٨- أثر الإنخفاضات الجوية والإرتفاعات الجوية: حيث قد تتشكل أجزاء من سطح الأرض بظروف الطقس والمناخ المتغيرة نتيجة لتأثر هذه الأجزاء بفعل الإرتفاعات والأعاصير أو المنخفضات الجوية. وهذه الأخيرة تؤدى إلى عدم إستقرار ظروف الطقس وبالتالى تغير درجة حرارة الهواء من ساعة إلى أخرى ومن يوم إلى آخر.

ونتيجة لاختلاف درجات الحرارة من مكان إلى آخر على سطح الأرض قسم علماء المناخ سطح العالم إلى مناطق أو نطاقات حرارية عامة تشتمل على ما يلى:

أ- النطاق الإستوائى:

وهو النطاق الذى يضم الأراضى الواقعة إلى شمال الدائرة الإستوائية جنوبها بنحو خمس درجات عرضية(١). ويتميز هذا النطاق بارتفاع درجة حرارة الهواء فيه طول العام تبعاً لتعامد الشمس عليه معظم

(١) راجع الدراسة التفصيلية للأقاليم المناخية فى الفصل الثالث عشر من هذا الكتاب.

أوقات السنة. ويتمثل فيه قمتان حراريتان خلال فصل الربيع والخريف (فترة الإعتدالين) ولا تقل درجة حرارة أى شهر من شهور السنة عن ٦٨°ف، ولا يزيد المدى الحرارى السنوى عن ٥°ف.

ب- النطاق المدارى:

ويضم هذا النطاق المناطق المحصورة بين مدارى الجدى والسرطان (٢٣,٥° شمالاً وجنوبا)، ويتميز بارتفاع درجة حرارة الصيف (تبعاً لتعامد الشمس) عن درجة حرارة الشتاء، وتتراوح درجة الحرارة فيه من ٥٥°ف شتاءً إلى أكثر من ٦٨°ف صيفاً، ومن ثم يزيد المدى الحرارى الفصلى فيه عن ١٥°ف.

جـ- النطاقات المعتدلة:

وتشمل المناطق الواقعة فيما وراء المدارين حتى دائرتى عرض ٦٦,٥°شمالاً وجنوباً. وتختلف فيها درجات الحرارة من الصيف إلى الشتاء. ففى خلال فصل الشتاء قد تنخفض درجة الحرارة إلى أقل من ٥٠°ف، فى حين ترتفع درجة الحرارة خلال فصل الصيف وتتراوح عامة من ٥٠° إلى ٦٨°ف.

د- النطاق البارد أو القطبى:

ويقع هذا النطاق فيما وراء دائرتى عرض ٦٦,٥°شمالاً وجنوباً. ويتميز مناخ هذا النطاق بشدة برودته خاصة خلال فصل الشتاء، وتتراوح درجة الحرارة فيه من ٥٠ إلى٦٨°ف خلال شهور الصيف فقط، فى حين تنخفض درجة الحرارة عن ٥٠°ف خلال بقية أشهر السنة بل قد تنخفض درجة الحرارة عن الصفر المئوى خلال شهرين على الأقل خاصة من أشهر الشتاء.

خطوط الحرارة المتساوية فوق سطح العالم خلال فصل الصيف الشمالى:

عندما تتعامد الشمس على مدار السرطان خلال فصل الصيف الشمالى (الشتاء الجنوبى) ترتفع درجة حرارة اليابس كثيراً عن درجة

حرارة المسطحات المائية المجاورة والتى تقع عند نفس دوائر العرض، وذلك تبعاً لاكتساب اليابس الحرارة بسرعة وفقدانها بسرعة كذلك كما سبقت الإشارة من قبل. ومن ثم ترتفع درجة حرارة الهواء الملامس لسطح أواسط آسيا خلال هذا الفصل، حيث يتركز فوقها خط الحرارة المتساوى ٨٠°ف وقد ترتفع درجة الحرارة فى بعض المناطق كما هو الحال فى شرقى افغانستان وأواسط إيران إلى نحو ١٠٠°ف ومن دراسة خريطة خطوط الحرارة المتساوية فى العالم خلال فصل الصيف الشمالى (شكل١٢)، نلاحظ أن الصحراء الكبرى فى شمال أفريقيا يتمثل فوقها خط ١٠٠°ف، ويقع القسم الكبير من صحارى البلاد العربية فى شمال افريقيا وجنوب غربى آسيا داخل إطار خط الحرارة المتساوى ٩٠°ف. أما صحراء أريزونا ونيفادا (جنوب غرب الولايات المتحدة الأمريكية) فيكاد ينحصر القسم الأكبر من إراضيها داخل إطار خط الحرارة المتساوى ٨٠°ف. وترتفع درجة حرارة الهواء الملامس لسطح صحراء موجاف خلال فصل الشتاء إلى نحو ٩٠°ف(١).

وتنخفض درجة حرارة الهواء الملامس لسطح الأرض بالمناطق الجبلية المرتفعة (كما هو الحال فى شمال غرب قارة أمريكا الشمالية حيث تصل درجة الحرارة هنا إلى ٦٠°ف، وتبلغ فى أواسط أوربا نحو ٦٠°ف وفى مرتفعات أطلس بشمال غرب إفريقيا نحو ٧٠°ف. ومن دراسة خطوط الحرارة المتساوية خلال هذا الفصل كذلك، يلاحظ أن حرارة الهواء الملامس لسطح اليابس فى نصف الكرة الجنوبى يعد أبرد من مثيله فى مناطق نصف الكرة الشمالى والواقع عند نفس دوائر العرض، ويعزى ذلك إلى تعامد الشمس على مدار السرطان فى نصف الكرة الشمالى من ناحية وإلى قلة إتساع اليابس وزيادة إتساع المسطحات المائية بنصف الكرة الجنوبى من ناحية أخرى. كما يلاحظ كذلك أن خطوط الحرارة المتساوية

(١) Trewartha, G T., "An introduction to Climate", Mc Graw-Hill, N. Y. (1954) P.33-38.

في العروض المعتدلة فيما وراء مدار الجدى فى نصف الكرة الجنوبى (على سبيل المثال خطوط الحرارة المتساوية ٦٠°ف، ٥٠°ف، ٤٠°ف، ٢٠°ف) تبدو أعلى إستقامة فى إمتدادها عن مثيلتها التى تقع فيما وراء السرطان فى نصف الكرة الشمالى. ويرجع ذلك إلى زيادة إمتداد المسطحات المائية فى نصف الكرة الجنوبى، فى حين تتشكل خطوط الحرارة المتساوية -التى سبقت الإشارة إليها- فى نصف الكرة الشمالى خلال هذا الفصل بتأثير المرتفعات الجبلية والغطاءات النباتية واليابس المتسع، وبالتيارات البحرية وبالكتل الهوائية المختلفة الخصائص الطبيعية، ومن ثم تبدو خطوط الحرارة هنا أقل إنتظاماً كما تكثر إنحناءاتها وتعاريجها عن مثيلتها فى نصف الكرة الجنوبى(١).

خطوط الحرارة المتساوية فوق سطح العالم خلال فصل الشتاء الشمالى:

عندما تتعامد الشمس على مدار الجدى خلال فصل الشتاء الشمالى (الصيف الجنوبى) ترتفع درجة حرارة الهواء الملامس لسطح اليابس فى نصف الكرة الجنوبى ولكن بدرجة أقل عما هو عليه بالنسبة لليابس فى نصف الكرة الشمالى خلال فصل الصيف الشمالى. وتعد مناطق العروض المدارية فى شمال غرب أستراليا وجنوب غرب افريقيا وأواسط أمريكا الجنوبية أشد المناطق حرارة فى نصف الكرة الجنوبى حيث تتراوح متوسطات درجة حرارة هذه المناطق خلال هذا الفصل من ٨٠°ف إلى ٩٥°ف.

وبالنسبة لسطح اليابس فى نصف الكرة الشمالى يلاحظ أنه يبرد بسرعة خلال هذا الفصل (تبعاً لاتساع اليابس خاصة فى المناطق القارية الواسعة والبعيدة عن المؤثرات البحرية)، وتعد مناطق شمال شرق آسيا وجرينلند وشمال أمريكا الشمالية من أبرد مناطق العالم خلال هذا الفصل. فتبلغ متوسط درجة الحرارة فى شمال شرق آسيا نحو -٥٠°ف

(١) Byers, H. R., "General meteorology", Mc Graw-Hill, N. Y. 3rd edi (1959) P.58-59.

وفى جرينلند نحو -٤٠°ف، وفى شمال أمريكا الشمالية نحو -٢٠°ف. وعلى ذلك يرتفع المدى الحرارى السنوى لهذه المناطق القارية (من ٤٠°ف إلى ٨٠°ف) إذا ما قورن بالمدى الحرارى السنوى بالنسبة للأقاليم الساحلية التى تتأثر بالمؤثرات البحرية.

ومن دراسة خريطة خطوط الحرارة المتساوية للعالم خلال فصل الشتاء الشمالى (شكل١٣) يتضح أن خط الحرارة المتساوى ٧٠°ف يكاد يتمشى مع مدار السرطان (٢٣,٥° شمالاً). ونادراً ما ترتفع درجة حرارة أى منطقة من سطح الأرض فى نصف الكرة الشمالى وتقع فيما وراء دائرة عرض ٣٠° شمالاً عن ٧٠°ف. كما يتبين كذلك بأن خطوط الحرارة المتساوية ٥٠°ف، ٤٠°ف، ٣٠°ف، ٢٠°ف، ١٠°ف عند إقترابها من السواحل الغربية لقارة أوربا، تتميز بمنحنياتها المحدبة الشكل تبعاً لتأثير فعل تيار المحيط الأطلسى الدفىء الذى يرفع نسبياً من درجة حرارة هواء المناطق الساحلية لغرب أوربا خلال هذا الفصل. فى حين تتميز نفس هذه الخطوط الحرارية المتساوية السابقة فوق قارتى آسيا وأمريكا الشمالية، بمنحنياتها المقعرة، وهذا يرجع إلى برودة الهواء الملامس لسطح اليابس المتسع من جهة أخرى وإلى تأثير الكتل الهوائية القطبية الباردة على هذه المناطق خلال فصل الشتاء الشمالى من جهة أخرى.

وقد يهتم الجغرافى إلى جانب دراسته لخرائط خطوط الحرارة المتساوية القيام بانشاء خرائط أخرى توضح الأقاليم الحرارية فى العالم على أساس القيمة الفعلية لدرجات الحرارة، أو إنشاء خرائط التزحزح أو الميل الحرارى Temperature Anomalies. ويقصد بذلك تحديد مدى إنحراف خط الحرارة المتساوى لمنطقة ما عن متوسط حرارة دائرة العرض التى تقع عليه تلك المنطقة. وعلى ذلك ينبغى أن يحدد الباحث فى البداية متوسط درجة حرارة كل دائرة عرض فى المنطقة التى يقوم بدراستها (قد تكون جزءاً من دولة أو جزءاً من قارة أو العالم كله) ثم يحسب الباحث بعد ذلك مدى إنحراف متوسط درجة حرارة كل من المواقع المختلفة بالنسبة لمتوسط حرارة دائرة العرض التى تقع عليه تلك المواقع، وعند ربط أو



(شكل ١٢) التوزيع الجغرافى لخطوط الحرارة المتساوية فى العالم

خلال شهر يوليو (الصيف الشمالى فْ)



(شكل ٢٣) التوزيع الجغرافي لخطوط الحرارة المتساوية في العالم

خلال شهر يناير (الشتاء الشمالي ف°)

إيصال نقاط الإنحراف الحرارى التى قد يكون تزحزحها موجباً (أعلى حرارة) أو سالباً (أقل حرارة) عن درجة حرارة دائرة العرض، يتكون ما يعرف باسم خطوط الميل أو التزحزح الحرارى[1]. Isonomalous Lines.

التغير الرأسى فى درجة حرارة الهواء: Lapse rate

لا يقتصر إختلاف قيم درجات حرارة الهواء على تنوعها أفقياً من مكان إلى آخر على سطح الأرض، بل تختلف هذه القيم كذلك رأسياً، أى فى نفس المكان الواحد ولكن على إرتفاعات مختلفة. وكما سبقت الإشارة من قبل، فإن درجة حرارة الهواء تنخفض رأسياً كلما إرتفعنا من سطح الأرض. وتتمثل الأدلة على ذلك فى تكوين القلنسوات الثلجية وخط الثلج الدائم فوق القمم الجبلية العالية على الرغم من أن مواقعها أقرب إلى مصدر الإشعاع الشمسى من سطح الأرض المنخفض الواقع حولها وقد تبين كذلك أن إختلاف درجة الحرارة المرتفعة للهواء الملامس لسطح الأرض عند حرارته المنخفضة فى الطبقات العليا من التروبوسفير إنما يرجع أساساً إلى أثر فعل الإشعاع الأرضى الذى يقوم بتسخين الهواء الملامس لسطح الأرض من أسفل إلى أعلى وكذلك بمساعدة وجود الغبار وبخار الماء وثانى أكسيد الكربون. وعلى ذلك تنخفض درجة حرارة الهواء كلما إرتفعنا إلى أعلى تبعاً لتأثير الإشعاع الأرضى ونقص نسبة وجود الأتربه الدقيقة الحجم وبخار الماء من جهة وتخلخل الهواء فى الطبقات العليا من التروبوسفير من جهة أخرى[2]

وقد أكدت أجهزة الرصد الجوى الحديثة للطبقات العليا من التروبوسفير (باستعمال الطائرات الورقية Kites والبالونات Ballons والطائرات والصواريخ والراديو سوند - المسبار الجوى والأقمار الصناعية المناخية «المتيوسات») إنخفاض درجة الحرارة كلما ارتفعنا من أسفل إلى

---

(١) د. فهمى هلالى أبو العطا «الطقس والمناخ» الإسكندرية (١٩٧٠) ص٦٨

(٢) a--- Howard, J. Critchfield, "General Climatology", Prentice-Hall, N. J., 2ed edi (1966) P.34.

b--- Blair, T. A., "Weather elements", Prentice-Hall, N. J. (1959) P.73-75.

أعلى فى طبقة التروبوسفير، بل حتى الأطراف العليا لطبقة التروبوبوز Tropopause، ويقدر العلماء هذا الإنخفاض بنحو ٣,٣°ف لكل ارتفاع قدره ١٠٠٠ قدم. ويطلق على معدل إنخفاض درجة الحرارة راسياً مع الإرتفاع تعبير معدل التبريد الذاتى Adiabatic cooling. ويختلف قيمة هذا المعدل وفقاً للخصائص الطبيعية للهواء، حيث يرتفع معدل الإنخفاض فى درجة الحرارة كلما تميز الهواء بالجفاف، وتقل قيمته إذا ما كان الهواء رطباً. ويشير المتيورولوجيون إلى هذا الهبوط أو الإنخفاض الراسى (مع الإرتفاع) التدرجى فى درجة الحرارة باسم معدل الهبوط الراسى العادى فى درجة الحرارة Normal Lapse rate وهنا ينبغى أن نشير إلى أن هذا الإنخفاض الراسى التدريجى لأى مكان على سطح الأرض وفى اى وقت اما إذا اجريت دراسات متيورولوجية تفصيلية لمكان محدد، ورصدت درجات معدل حرارة الهواء وتغيرها راسياً فوق هذا المكان خلال زمن معين كذلك، فيعرف معدل الهبوط أو الإنخفاض الراسى فى درجة حرارة الهواء فى هذه الحالة باسم معدل الإنخفاض الحرارى الراسى الفعلى Actual Lapse rate

وفى بعض الحالات الشاذة عند دراسة الإنخفاض الراسى التدريجى فى درجة حرارة الهواء بطبقة التروبوسفير فوق مكان معين قد لا تنخفض الحرارة فعلاً مع الإرتفاع بل قد تكون درجات حرارة الهواء شبه متشابهة وهنا يطلق على معدل الإنخفاض الفعلى الراسى لدرجة الحرارة تعبير معدل خط الحرارة الراسى المتساوى Isothermal lapse rate، ومثل هذه الحالات المحلية لا تتمثل إلا فى مناطق محدودة المساحة جداً من الهواء وخلال فترات وقتية قصيرة، تزول بمجرد زوال تلك المؤثرات المناخية (شكل١٤).

وقد ينجم عن فعل بعض الظروف الجوية فى الطبقات السفلى من التروبوسفير إنقلاب حالة الإنخفاض أو الهبوط الراسى العام فى درجة الحرارة Reversal of the normal lapse rate، أو بمعنى آخر قد ترتفع

درجة الحرارة راسياً كلما إرتفعنا من سطح الأرض بالنسبة لمكان معين خلال وقت معين كذلك. وهذا ما يطلق عليه المتيورولوجيون تعبير الإنقلاب الحرارى A temperature inversion. ويصبح المعدل الرأسى لانخفاض درجة الحرارة مقلوباً[1] Inverted lapse rate ومن بين الظروف الجوية التى تساعد على حدوث الإنقلاب الرأسى الحرارى ما يلى:

١- برودة الهواء الملامس لسطح الأرض بدرجة كبيرة نتيجة لزيادة الإشعاع الأرضى. وهذا يحدث عادة فى الليالى الصافية Clear nights وخاصة فى العروض العليا. وتلاحظ عمليات الإنقلاب الحرارى الرأسى فى المناطق القطبية وعند الأسطح المغطاة بالثلج حيث يرتد الإشعاع الشمسى بشدة فوق الأسطح الثلجية، وينجم عن ذلك إنخفاض درجة حرارة الهواء الملامس لهذه الأسطح الثلجية فى حين ترتفع درجة الحرارة كلما إرتفعنا إلى أعلى من هذه الأسطح وقد يستمر هذا الإرتفاع الحرارى لمسافة راسية تبلغ عدة مئات من الأمتار.

٢- فى حالة حدوث نسيم الجبل ونسيم الوادى حيث ينساب من عند أعالى السفوح الجبلية الهواء العلوى البارد الأكثر كثافة والأثقل وزناً، ويتجه هذا الهواء إلى بطون الأودية، فى حين يندفع الهواء الساخن الأقل كثافة من باطن الوادى إلى أعلى. وعلى ذلك ترتفع فى هذه الحالة درجة الحرارة كلما إرتفعنا من بطون الأودية إلى المنحدرات العليا. وقد إستفاد زراع الأشجار المثمرة فى مثل هذه المناطق الجبلية من هذه الظاهرة الطبيعية، حيث يقومون بزراعة الأشجار فوق المنحدرات الجبلية وليس فى أرضية الأودية النهرية الجبلية.

٣- قد تحدث حالة الإنقلاب الحرارى الرأسى أيضاً عند إصطدام كتلتين هوائيتين مختلفتين[2] من حيث خصائصهما الطبيعية، فينساب

---

(١) Howard, J. Critchfield, "General Climatology", Prentice-Hall, N. J. 2ed edi (1966) P.36.

(٢) راجع موضوع الكتل الهوائية فى هذا الكتاب.

الهواء البارد الأكثر كثافة إلى أسفل فى حين يصعد الهواء الساخن الأقل كثافة إلى أعلى. ويطلق على المنطقة الحدية الفاصلة بين مثل هاتين الكتلتين الهوائيتين تعبير الجبهة Front، ويعرف معدل الإنقلاب الرأسى فى درجة الحرارة فى هذه الحالة باسم الجبهة المنقلبة Frontal inversion.

وقد يحدث أحياناً مرور كتل هوائية ساخنة فوق هواء مناطق التيارات البحرية الباردة. فيتعرض هذا الهواء الساخن للبرودة التدريجية بفعل عامل التوصيل الحرارى Conduction. وتبعاً لاختلاف الخصائص الطبيعية ودرجة حرارة الكتل الهوائية قد تهبط كتل هوائية باردة وتنزلق أسفل الكتل الهوائية الساخنة، وتؤدى إلى حدوث نوع من الإنقلاب الرأسى فى درجة الحرارة يعرف باسم «الإنقلاب الحرارى الهابط» Subsidence inversion.

وقد وجد الأستاذ تريورتا [1] Trewartha علاقة مترابطة بين معدل إنخفاض درجة الحرارة رأسياً مع الإرتفاع عن سطح الأرض Lapse rate وبين مدى إستقرار الهواء Stability أو عدم إستقراره. وتتلخص هذه العلاقةفى النقاط التلية:

١- إذا كانت درجة حرارة الهواء تتميز بانخفاضها مع الإرتفاع بمعدل ٢,٥°ف لكل ١٠٠٠قدم (وفى حالة تشبع الهواء ببخار الماء، أى أن الرطوبة النسبية ١٠٠٪)، فإن حالة الهواء تكون مستقرة تماماً Absolute stability.

٢- إذا كانت درجة حرارة الهواء تتميز بانخفاضها مع الإرتفاع بمعدل ٣,٥°ف لكل ١٠٠٠قدم (وفى حالة عدم تشبع الهواء ببخار الماء Dry adibatic، أى أن الرطوبة النسبية أقل من ١٠٠٪) فإن حالة الهواء تكون مستقرة Stable.

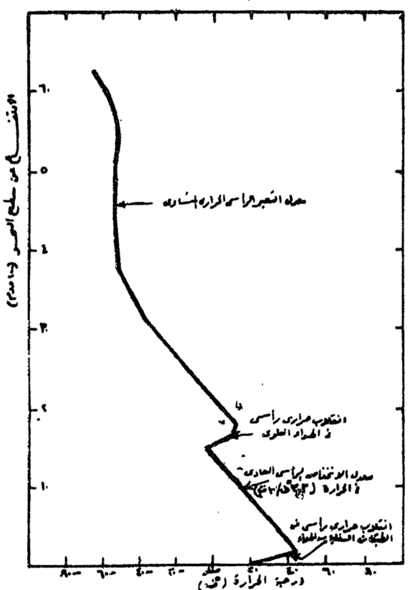
٣- إذا كانت درجة حرارة الهواء تتميز بإنخفاضها مع الإرتفاع

---

(١) Trewartha, G. T., "An Introduction to Climate", Mc Graw-Hill, N. Y. (1954) P.128-129.

بمعدل ٥,٢°ف لكل ١٠٠٠ قدم (وفى حالة عدم تشبع الهواء ببخار الماء، اى أن الرطوبة النسبية قد تكون ١٠٠٪ احياناً وأقل من ١٠٠٪ احياناً اخرى) فإن حالة الهواء تكون غير مستقرة أحياناً Conditional instability.

٤- وإذا كانت درجة حرارة الهواء تتميز بانخفاضها مع الإرتفاع بمعدل يزيد عن ٥,٥°ف لكل ١٠٠٠ قدم وإن الرطوبة النسبية أقل من درجة التشبع (أقل من ١٠٠٪) فإن حالة الهواء تكون غير مستقرة تماماً Absolute insability.



(شكل ١٤) أشكال تغير معدل الإنخفاض الرأسى Lapse rate فى درجة حرارة الهواء حتى منسوب ٦٠,٠٠٠ قدم فوق سطح البحر

الفصل الخامس

الضغط الجــوى

يقصد بالضغط الجوى Atmospheric pressure فوق أى نقطة ما من سطح الأرض وزن عمود الهواء الممثل فوق هذه النقطة حتى نهاية الأطراف العليا للغلاف الجوى. ويقدر العلماء وزن عمود الهواء الراسى للغلاف الجوى فوق مساحة محددة قدرها بوصة مربعة بنحو ١٤,٧ رطلاً. ويعادل هذا الوزن -عند سطح البحر- عموداً من الزئبق إرتفاعه ٧٦سم (مساحة مقطعه ١سم٢) أو ٢٩,٩٢ بوصة أو ١٠١٣,٢ ملليبار[١] وقد تبين أن وزن الهواء أو الضغط الجوى يختلف من وقت إلى آخر بالنسبة للمكان الواحد، كما يختلف من مكان إلى آخر خلال نفس الفترة الوقتية الواحدة.

ومن بين أهم العوامل التى تؤثر فى إختلاف مقدار الضغط الجوى[٢] خاصة عند المستويات الأفقية القريبة من سطح الأرض هى درجة حرارة الهواء فقد تبين أن الضغط الجوى يتناسب تناسباً عكسياً مع درجة حرارة الهواء فإذا ما إرتفعت درجة الحرارة يتمدد الهواء إلى أعلى وتقل كثافته ومن ثم يتناقص وزنه وضغطه. والعكس صحيح. حيث إذا ما إنخفضت درجة الحرارة ينضغط الهواء ويزداد وزنه ويهبط إلى أسفل وعلى ذلك تبين أن من أهم الصفات الطبيعية للهواء هو رداءة توصيله للحرارة حيث تقدر قابلية الهواء لتوصيل الحرارة بنحو جزء من ٢ ألف جزء من قابلية توصيل معدن النحاس للحرارة، وتبلغ الحرارة النوعية للهواء نحو $\frac{١}{٤}$ الحرارة النوعية للماء، كما أن الهواء يمكن أن يشغل الحيز الذى يتاح له، وعلى ذلك إذا سمحت الظروف بانتشار الهواء، فإنه

---

(١) Howard, J., Critchfield. "General Climatology" Prentice-Hall, N J (1966) P.70.

(٢) تبعا لتغير مقدار الضغط الجوى من ساعة إلى اخرى فإن محطات الأرصاد الجوية تقوم بتسجيل مقدار الضغط الجوى ثلاث مرات فى اليوم الواحد وذلك فى الساعة ٨ صباحاً، والساعة ٢ بعد الظهر، والساعة ٨ مساءً.

ينتشر فى كل الحيز المتاح له وتنخفض درجة حرارته، والعكس صحيح. أما إذا حفظت حرارة الهواء دون تغيير وتعرض للضغط فإن حجمه يتغير ويتناسب تناسباً عكسياً مع ضغطه وعلى ذلك تتضح هذه العلاقة فى المعادلة التالية:

الضغط × الحجم = عدد ثابت × درجة الحرارة المطلقة.

وحيث إن الجو الجاف يعد غازاً متماثل الصفات، فإنه يتبع قانون الغازات الذى يرتبط فيه الضغط مع درجة الحرارة والكثافة[1] كما يلى:

$$\text{الكثافة} = \text{عدد ثابت} \times \frac{\text{الضغط}}{\text{درجة الحرارة}}$$

كما ينخفض مقدار الضغط الجوى كذلك مع الإرتفاع راسياً صوب الطبقات العليا من التروبوسفير. وعلى الرغم من إنخفاض درجة حرارة هذه المناطق العالية من الغلاف الجوى إلا أن الضغط الجوى عندها ينخفض وزنا كذلك، ويعزى ذلك إلى نقص مكونات الهواء من الغازات الثقيلة وخفة وزن غازاته وقلة إنضغاط الهواء وتخلخله عند هذه الإرتفاعات العالية. وعند صعود بخار الماء من سطح الأرض إلى أعلى (بعد عمليات التبخر من المسطحات المائية الواسعة) وتجمعه فى الطبقات العليا من التروبوسفير، ينخفض مقدار الضغط الجوى مع الإرتفاع الرأسى وكذلك مع زيادة نسبة وجود بخار الماء. ويلاحظ أن بخار الماء العالق فى الهواء يعد أخف وزناً منه. أى أن زيادة كمية بخار الماء فى الهواء تؤدى إلى إنخفاض مقدار ضغط الهواء وخفة وزنه. وتؤثر هذه العوامل فى إختلاف مقدار الضغط الجوى من مكان إلى آخر على سطح الأرض وكذلك فى التغير الرأسى لمقدار الضغط الجوى على طول قطاع رأسى لعمود الهواء فى طبقة التروبوسفير. وتتشكل حركة الرياح تبعاً لاختلافات الضغط الجوى، حيث

---

(١) محمود حامد محمد: الميترولوجيا، القاهرة (١٩٤٦) ص٦١.

تنتقل الرياح من مراكز الضغط الجوى المرتفع وتتجه صوب مراكز الضغط الجوى المنخفض.

طرق وأدوات قياس الضغط الجوى: Measurement of atmospheric pressure

ترجع بداية عمليات قياس الضغط الجوى إلى مجهودات العالم تورشيلى Torricelli الذى نجح فى قياس مقدار الضغط الجوى عام ١٦٤٨ باستخدام أنبوبة زجاجية رأسية ذات فتحة واحدة، ممتلئة بالزئبق ومنكسة عند فتحتها فى حوض به زئبق أيضاً. فعندما يضغط الهواء الخارجى سطح الزئبق فى الحوض، يهبط الزئبق فى الأنبوبة الرأسية الزجاجية إلى أسفل. وبقياس مقدار الفراغ الذى يتركه الزئبق الهابط فى الأنبوبة الرأسية يستدل على مقدار الضغط الجوى(١). وبعد تكرار هذه التجربة فى مناطق مختلفة المنسوب والتضرس من سطح الأرض أكد العالم بسكال Pascall فى عام ١٦٥٤ بأن مقدار الضغط الجوى يقل مع الإرتفاع عن سطح الأرض، وأن هواء الطبقات العليا أخف وزناً وأقل ضغطاً من هواء الطبقات السفلى من الغلاف الجوى، كما وأن وزن الهواء عند سطح البحر يعادل عموداً من الزئبق إرتفاعه ٧٦سم(٢) ومساحة مقطعه ١سم٢.

ويقاس الضغط الجوى فوق أى نقطة ما من سطح الأرض بصورة دقيقة للغاية بواسطة البارومتر الزئبقى Mercurial barometer بل إنه عند إستخدام الأجهزة الحديثة المتقدمة ينبغى فى البداية التحقق من دقة عمليات قياسها للضغط الجوى بمقارنة قراءاتها وموازنتها بقراءات البارومتر الزئبقى. ويشبه التركيب العام للبارومتر الزئبقى نفس جهاز تورشيلى القديم، ويتركب الجهاز من أنبوبة زجاجية يبلغ طولها حوالى متر واحد مساحة مقطعه ١سم٢، وطرفها العلوى مقفل والسفلى مفتوح

---

(١) a--- Howard, J. Critchfield, "General Climatology", Prentice-Hall, N. J. (1966) P.71.
b--- Willet, H. C "Descriptive meteorology", N. Y. (1944) P.52.

(٢) Petterssen, S.. "Introduction to meteorlogy", Mc Graw-Hill, N. Y., 3rd edi. (1969) P.5.

وتوضع ماسورة من النحاس مدرجة من اعلى وينزل عليها ورنية لدقة القراءة. ويثبت في الجهاز ترمومتر حرارى لرصد درجة الحرارة وقت رصد الضغط الجوى. فإذا زاد الضغط الجوى على سطح الحوض إرتفع الزئبق فى الأنبوبة الراسية والعكس صحيح(١). ومن اشهر أنواع البارومتر الزئبقى ذلك الذى يعرف باسم «فورتين» Fortin-type mercurial barometer. وبارومتر فيوس Fuess (لوحة٥).

وقد تبين أن مقدار الضغط الجوى الواقع على مساحة قدرها ١سم٢ عند مستوى سطح البحر -يتناسب وزنه مع عمود من الزئبق طوله ٧٦سم ومساحة مقطعه ١سم٢. ولكن إذا ما زاد الضغط الجوى يرتفع العمود الزئقى ويقرأ مقدار إرتفاعه عن المعدل لوزنه العادى بواسطة ورنية تتحرك على مسطرة مدرجة مثبتة خلف العمود الزئبقى فى الجهاز. ويمكن قراءة المسطرة المدرجة بدقة تصل إلى $\frac{1}{1000}$ من البوصة. وتختلف قراءات الضغط الجوى من محطة رصد جوى إلى أخرى وذلك يرجع إلى مدى إرتفاع محطات الرصد الجوى من مستوى سطح البحر. وعلى ذلك فإنه قبل إنشاء خرائط خطوط الضغط الجوى المتساوية Isobar maps لابد أن تعدل قراءات الضغط الجوى بالنسبة لمقدار الضغط الجوى عند مستوى سطح البحر Sea level pressure. وعلى ذلك فإنه يفترض عند عمليات قياس الضغط الجوى بالبارومتر الزئبقى أنه يرمز إلى وزن الهواء الواقع فوق عمود الزئبق وإمتداده إلى أسفل (من موقع نقطة الرصد) حتى مستوى سطح البحر.

وفى بعض الحالات التى يصعب فيها إستخدام البارومتر الزئبقى قد يستخدم جهاز أخر يعرف باسم البارومتر المعدنى أو اللاسائلى أو بارومتر انرويد Aneroid barometer. ويتركب هذا الجهاز من علبة معدنية مفرغة

---

(١) a--- Howard, J. Critchfield, "General Climatology", Prentice-Hall, N. J. (1966) P.71.

ب- محمود حامد محمد «الظواهر الجوية فى القطر المصرى» القاهرة (١٩٢٧) ص٥٩-٦٠.

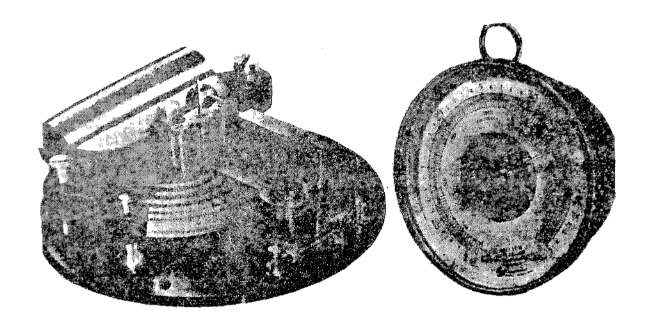
جـ- محمود حامد محمد «المتيورولوجية» القاهرة (١٩٤٦) ص٢٧-٢٨.



(لوحة٥) البارومتر الزئبقي

جزئياً من الهواء Sylphon cell ومحكمة الإقفال ولها سطح رقيق قابل للإنثناء إذا ما تعرض لضغط الهواء، وللعلبة سلك زنبركى شديد الحساسية ويتأثر بسرعة لأى تغيرات تحدث فى وزن الهواء الواقع بجواره. فإذا زاد الضغط الجوى الخارجى، يضغط الهواء بدوره على سطح العلبة المفرغة تماماً من الهواء فتنضغط جدرانها إلى الداخل أما إذا قل ضغط الهواء تتمددجدران العلبة إلى الخارج، ويوضح هذه التغيرات مؤشر يتحرك على قرص دائرى مقسم إلى وحدات (سنتيمترات أو بوصات أو

ملليبارات)، ليوضح مقدار التغير فى الضغط الجوى[1]. (لوحة٦)



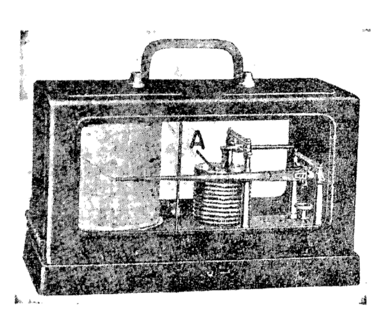
(لوحة٦) أ- جهاز أنرويد للضغط الجوى (لاحظ أن الوعاء المعد مفرغ جزئياً من الهواء ويشير المؤشر إلى أن درجات الضغط بالبوصات والملليبارات)

ب- جهاز أنرويد للضغط الجوى من الداخل (لاحظ العلبة المعدنية الرقيقة القابلة للإنثناء عند ضغط الهواء عليها).

وفى محطات الأرصاد الجوية يسجل الضغط الجوى مباشرة باستخدام الباروجراف Barograph. ويتركب هذا الجهاز كمثل البارومتر المعدنى من علبة مفرغة جزئياً من الهواء -وأحياناً من عدة علب متجاورة- Sylphon cells، وتصنع جدران العلبة من معادن مرنة ورقيقة جداً وتتقعر أسطحها تقعراً يتناسب مع زيادة أو تناقض الضغط الجوى، وتتصل العلبة -أو العلب- بعدة روافع تنتهى كلها بذراع متصل به ريشة بها حبر لتسجيل منحنيات الضغط الجوى على ورقة رسم بيانى خاصة ملفوفة

(١) Cresswell, K. R., "Physical geography", Longman (1972) P.7.

حول إسطوانة تحركها ساعة بداخلها (لوحة٧). (أى أن تركيب أسطوانة الباروجراف يشبه تماماً نفس تركيب إسطوانة الثرموجراف). وفى بعض الأحيان يزود جهاز الباروجراف بأكثر من ذراع حتى يمكن تسجيل التغيرات فى مقدار الضغط الجوى فى عدة منحنيات للمقارنة فيما بينها(١). ويعرف الجهاز فى هذه الحالة باسم الباروجراف الدقيق التسجيل Microbarographs.



(لوحة٧) جهاز الباروجراف لقياس وتسجيل الضغط الجوى

مقاييس الضغط الجوى: Pressure Scales

يقسم عمود الزئبق فى البارومتر الزئبقى إلى أجزاء الوحدات المترية حيث يكون الضغط الجوى العادى فيه ٧٦سم. كما يستخدم المتيورولوجيون إلى جانب ذلك، مقياس المليبار(٢) Millibar الذى شاع إستخدامه فى خرائط «مكتب الطقس» U.S. Weathere Bureau فى

(١) Howard, J. Critchfield, "General Climatology", Prentice-Hall, N. J. (1966) P.72.

(٢) Conrad, V. "Fundamental of physical Climatology", Harvard Univ., Milton, Mass (1942) P/32.

الولايات المتحدة الأمريكية منذ عام ١٩٤٠. والملليبار هى عبارة عن الوحدة الديناميكية لقوة الضغط التى تقع على مساحة قدرها ١ سم٢ وتعادل $\frac{١}{١٠٠٠}$ من البار Bar. ويمثل الملليبار قوة ١٠٠٠ داين Dyne لكل ١ سم٢(١). وعند قياس الضغط الجوى يجب أن نضع فى الإعتبار أن:

أ- كل ملليبار واحد يعادل ٠,٢٩٥٢٩٩ بوصة من الزئبق.

ب- كل بوصة زئبق واحدة تعادل نفس الضغط الجوى عند ٣٣,٨٦٣٩٥ ملليبار.

جـ- مقدار الضغط الجوى العادى عند سطح البحر هو ١٠١٣,٢ ملليبار.

وعلى ذلك فإن العمود الزئبقى الذى يمثل الوزن العادى للضغط الجوى عند مستوى سطح البحر يعادل -كما سبقت الإشارة من قبل- ١٤,٧ رطلاً لكل بوصة مربعة أو ٢٩,٩٢ بوصة من الزئبق أو ١٠١٣,٢ ملليبار. وقد إتفق المتيورولوجيون على أن مقدار الضغط الجوى العادى عند سطح البحر (١٠١٣,٢ ملليبار) يعادل رقم «١» ويعرف هذا الرقم باسم «وحدة الجو» Atmospher فإذا إنخفض الضغط الجوى عن مقدار الضغط الجوى العادى فتكون قيمته أقل من ١ «جو» فى حين إذا إرتفع الضغط الجوى عن مقدار الضغط الجوى العادى تكون قيمته أكبر

---

(١) داين Dyne: وحدة أساسية صغيرة جداً لقياس القوة فى النظام المترى وهى تساوى القوة غير الموازنة التى أثرت فى كتلة قدرها جرام واحد أكسبتها عجلة قدرها سنتيمتر فى الثانية، ولاحظ أن:

النيوتن newton = ١٠٠ ملليبار

الملليبار = ١٠٠٠ داين

النيوتن = ١٠٠,٠٠٠ داين

راجع:

أ- د. أحمد رياض تركى «المعجم العلمى المصور» - دار المعارف (١٩٦٣) ص١٩٥.

ب- محمود حامد محمد «المتيورولوجية» القاهرة (١٩٤٦) ص١٤٥.

من ١ «جو» ويوضح الجدول الآتى مقارنة لبعض قيم الضغط الجوى بالمقاييس المختلفة[١].

ملليبار	بوصات	سنتيمترات	الرقم الجوى الصطلح عليه (جوّ) atmosphere
٩٤٠	٢٧,٧٦	٧٠,٥١	٠,٩٢٦
٩٥٠	٢٨,٠٥	٧١,٢٥	٠,٩٣٧
٩٦٠	٢٨,٣٥	٧٢,٠١	٠,٩٤٧
٩٧٠	٢٨,٦٥	٧٢,٧٧	٠,٩٥٧
٩٨٠	٢٨,٩٤	٧٣,٥١	٠,٩٦٧
٩٩٠	٢٩,٢٤	٧٤,٢٧	٠,٩٧٧
١٠٠٠	٢٩,٥٣	٧٥,٠١	٠,٩٨٧
١٠١٠	٢٩,٨٣	٧٥,٧٧	٠,٩٩٧
١٠١٣,٢	٢٩,٩٢	٧٦,٠٠	١,٠٠٠
١٠٢٠	٣٠,١٢	٧٦,٥٠	١,٠٠٦
١٠٣٠	٣٠,٤٢	٧٧,٢٧	١,٠١٦
١٠٤٠	٣٠,٧١	٧٨,٠٠	١,٠٢٦
١٠٥٠	٣١,٠١	٧٨,٧٧	١,٠٣٥

التغير الرأسى للضغط الجوى:

ترتفع كثافة الهواء بالقرب من سطح الأرض وتقل كثافته وينخفض مقدار ضغطه كلما إرتفعنا إلى أعلى فى الطبقات العليا من الغلاف الجوى، ويرجع ذلك كما سبقت الإشارة من قبل إلى إنضغاط الطبقات السفلى من الغلاف الجوى تحت تأثير الكتل الهوائية العلوية، وإلى قلة وزن غازات

(١) Howard, J. Critchfield, "General Climatology", Prentice-Hall, N. J. (1966) P.73.

الهواء العلوى وتخلخله(١). وقد تبين أن حوالى نصف كتلة الغلاف الجوى تقع على إرتفاع ١٨,٠٠٠ قدم فقط من سطح البحر، وعلى ذلك فإن مقدار الضغط الجوى عند هذه الإرتفاعات، يبلغ حوالى نصف مقدار الضغط الجوى المقاس عند سطح البحر. كما تتوقف الكثافة الفعلية للهواء على التغير فى درجة حرارته ونسبة رطوبته وأثر فعل الجاذبية الأرضية. وتبعاً لتغير قيَم هذه العوامل رأسياً على طول قطاع رأسى فى الغلاف الجوى فإنه من الصعب إيجاد علاقة منتظمة توضح مدى إنخفاض مقدار الضغط الجوى مع الإرتفاع رأسياً عن سطح البحر. ومع ذلك رجح بعض العلماء بأن معدل إنخفاض الضغط الجوى مع الإرتفاع يقدر بنحو $\frac{١}{٣٠}$ من مقدار الضغط الجوى لكل زيادة رأسية قدرها ٩٠٠ قدم (فى نطاق التروبوسفير)، أو بمعنى آخر أن مقدار الضغط الجوى على ارتفاع ٩٠٠ قدم يبلغ نحو $\frac{٢٩}{٣٠}$ من مقدار الضغط الجوى عند مستوى سطح البحر، وإن مقدار الضغط الجوى على إرتفاع ١٨٠٠ قدم يبلغ نحو $\frac{٢٩}{٣٠}$ من مقداره عند منسوب ٩٠٠ قدم فوق سطح البحر. ويوضح الجدول الآتى متوسط مقدار الضغط الجوى (بالملليبار والبوصات) على إرتفاعات رأسية مختلفة من سطح البحر وتحت الظروف الجوية العادية(٢).

ويلاحظ من دراسة هذا الجدول الإنخفاض الكبير فى مقدار الضغط الجوى كلما إرتفعنا رأسياً عن مستوى سطح البحر(٣) فإذا كان مقدار الضغط الجوى عند سطح البحر يبلغ ١٠١٣,٢ ملليبار (٢٩,٩٢ بوصة) فإنه عند إرتفاع ٥٠٠٠ قدم (من سطح البحر) يبلغ نحو ٨٤٣,١ ملليبار (٢٤,٨٩ بوصة) وعند ارتفاع ١٠,٠٠٠ قدم يبلغ نحو ٦٩٦,٩ ملليبار (٢٠,٥٨ بوصة)، وعند ارتفاع ٢٠,٠٠٠ قدم يبلغ نحو ٤٦٦,٠ ملليبار (١٣,٧٦ بوصة)، وعند ارتفاع ٢٥٠,٠٠٠ قدم ينخفض مقدار الضغط إلى

---

(١) a--- Kendrew, W. G.,"Climatology", 3rd edi Oxford Univ. Press (1949).
b--- Landsberg, H., "Physical Climatology", Pennsylvania (1941).

(٢) Howard, J. Critchfield, "General Climatology", Prentice-Hall, N. J. (1966) P.74.

(٣) Trewartha, G. T., "An Introduction to Climate", N. Y. (1954) P.55.

٠,٠٢ ملليبار (٠,٠٠٠٦ بوصة). ولذلك يصاب كثير من الناس بدوار الجبال Mountain sicknessوضيق التنفس عند صعودهم المناطق الجبلية العالية تبعاً لانخفاض الضغط الجوى وتخلخل الهواء عند هذه الإرتفاعات العالية[1].

الإرتفاع عن سطح البحر (قدم)	مقدار الضغط الجوى (ملليبار)	مقدار الضغط الجوى (بوصات)
سطح البحر	١٠١٣,٢٥	٢٩,٩٢١
٤,٠٠٠	٨٧٥,١٠٠	٢٥,٨٤٠
٥,٠٠٠	٨٤٣,١١٠	٢٤,٨٩٧
١٠,٠٠٠	٦٩٦,٩٤٠	٢٠,٥٨١
١٥,٠٠٠	٥٧٢,٠٦٠	١٦,٨٩٠
٢٠,٠٠٠	٤٦٦,٠٠٠	١٣,٧٦٠
٢٥,٠٠٠	٣٧٦,٠٠٠	١١,١١٠
٥٠,٠٠٠	١١٦,٦٤٠	٣,٤٤٠
١٠٠,٠٠٠	١١,٠٥٠	٠,٣٢٦
٢٥٠,٠٠٠	٠,٠٢٠	٠,٠٠٠٦

التوزيع الأفقى (الجغرافى) للضغط الجوى على سطح الأرض: Horizontal Pressure Distribution

قد يتضح للباحث عند مقارنة قراءات الضغط الجوى بمحطات الأرصاد الجوية المنتشرة على سطح الإرض، إختلافات بسيطة فى مقدار الضغط الجوى للهواء الملامس لسطح الأرض، ومع ذلك فقد يكون لهذه

(١) a--- Kendrew, W. G.,"Climate", Oxford Univ. Press (1938)P.70, 3rd edi (1949).

ب- محمود حامد محمد «المتيورولوجية» القاهرة (١٩٤٦) ص١٥١.

الإختلافات تأثيرات هامة فى تشكيل الحالة العامة للطقس المحلى وتنوعه من منطقة إلى أخرى على سطح الأرض. ويتراوح متوسط مقدار الضغط الجوى عند سطح البحر من ٢٩,٠٠ بوصة إلى ٣٠,٥٠ بوصة (٩٨٢ إلى ١٠٣٣ ملليبار). وقد سجلت أدوات القياس أعلى مقدار للضغط الجوى عند سطح البحر -عند بلدة أركوتسك Irkutsk فى سيبيريا يوم ٤ يناير ١٨٩٣ وبلغ مقداره ١٠٧٥,٢ ملليبار (٣١,٧٥ بوصة)، فى حين بلغ أقل مقدار للضغط الجوى تم رصده عند مركز أو عين أعصار التيفون غرب جزر ماريانا فى يوم ٢٤ سبتمبر ١٩٥٨ نحو ٨٧٧ ملليبار (٢٥,٩٠ بوصة). وعن طريق تسجيل مقدار الضغط الجوى فى مواقع متعددة من سطح الأرض وحساب المتوسط اليومى والشهرى والسنوى للضغط الجوى، أمكن التعبير عن هذه الإختلافات الأفقية باستخدام خطوط الضغط المتساوية Isobars حيث يربط كل خط منها بالنقط التى تتساوى فى مقدار ضغطها الجوى كل فترة معينة وذلك بعد تعديل قيمها بالنسبة للضغط الجوى عند مستوى البحر[1].

وقد سبقت الإشارة من قبل إلى بعض العوامل التى تؤثر فى الإختلافات الأفقية لدرجة حرارة هواء سطح البحر، وقد تبين أيضاً بأن نفس هذه العوامل (الموقع المحلى، وعدد ساعات شروق الشمس فوق المكان، والتيارات البحرية المتنوعة، والغطاء النباتى ومدى الإرتفاع عن سطح البحر، والكتل الهوائية، وتأثير الرياح المحلية والتوزيع الجغرافى فى اليابس والماء ...) تؤثر أيضاً فى مقدار الضغط الجوى وتنوعه من مكان إلى أخر على سطح الأرض، إلا أن لموقع المكان بالنسبة للدائرة الإستوائية، وإختلاف التوزيع الجغرافى بين اليابس والماء هما أكبر الأثر فى حدوث التغيرات الأفقية للضغط الجوى على سطح الأرض. وإذا إعتبرنا أن متوسط

(٢) يحسب المتوسط اليومى للضغط الجوى على أساس أنه = ضغط الساعة ٨ صباحاً + ضغط الساعة ٢ بعد الظهر + ضغط الساعة ٨ مساء مقسوماً على ٣ والمتوسط الشهرى للضغط الجوى يساوى مجموع متوسطات أيامه على عددها، والمتوسط السنوى مجموع متوسط شهور السنة على ١٢ والمعدل الشهرى للضغط الجوى عبارة عن متوسط عدد كبير من الشهور لشهر معين (فى سنوات مختلفة)، راجع: محمود حامد محمد «الظواهر الجوية ...» القاهرة (١٩٢٧) ص٦١.

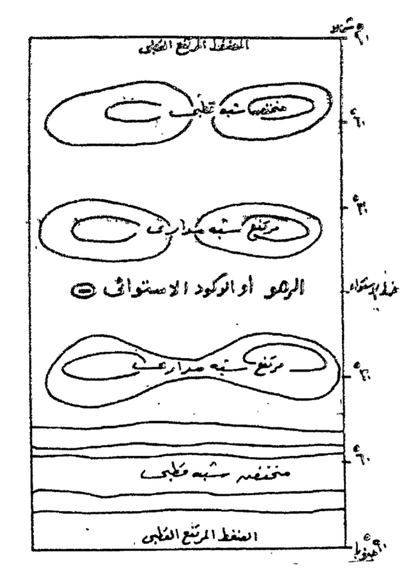
مقدار الضغط الجوى عند سطح البحر ١٠١٣ ملليبار، فإنه إذا إنخفض الضغط الجوى عن هذا المقدار، فيرمز إليه على أنه ضغط منخفض (-)Low، أما إذا إرتفع الضغط الجوى عن هذا المقدار المتوسط، فيرمز إليه على أنه ضغط مرتفع (+)High. وينبغى أن نشير كذلك إلى تعبير «ضغط منخفض» أو «ضغط مرتفع» يعد تعبيراً نسبياً وعلى ذلك فإنه ليس من الضرورى أن يكون الضغط الجوى المنخفض عند المناطق الإستوائية أشد إنخفاضاً من الضغط الجوى المنخفض الذى يتمثل عند العروض الوسطى خلال فصل الصيف. وقد نتج عن مدى بعد المكان عن الدائرة الإستوائية إختلاف درجة حرارة وتنوع مقدار ضغطه بالنسبة للأماكن الأخرى، وتكون نظام ثابت من الضغط الجوى. ويوضح شكل١٥ الترتيب المثالى لنطاقات الضغط مع دوائر العرض المختلفة. وتكاد هذه النطاقات تتفق مع النطاقات الحرارية الكبرى فوق سطح الأرض ويتلخص هذا النظام فيما يلى:

أ- نطاق الضغط المنخفض الإستوائى: Equatorial low or Doldrums

ويمتد هذا النطاق فيما بين دائرتى عرض ٥° شمالاً وجنوباًويقل فيه الضغط الجوى عن ٢٩,٩٢ بوصة (١٠١٣,٢ ملليبار)، ويطلق عليه إسم نطاق الضغط المنخفض الإستوائى الدائم أو الرهو الإستوائى، وتنجذب نحوه الرياح التجارية الآتية من المناطق المدارية.

ب- نطاقا الضغط المرتفع شبه المدارى بنصفى الكرة الأرضية: Subtropic Highs

فى هذين النطاقين بنصفى الكرة الأرضية يهبط الهواء من أعلى إلى اسفل فيما بين دائرتى عرض ٢٥ - ٣٥° شمالاً وجنوباً. وتسمى هذه العروض باسم «عروض الخيل» Horse latitudes، وتخرج منهما الرياح التجارية الشمالية الشرقية فى نصف الكرة الشمالى، والرياح التجارية الشرقية فى نصف الكرة الجنوبى، وتتجه هذه الرياح نحو مناطق الرهو الإستوائى، لتحل محل الهواء الذى يصعد إلى أعلى عند هذه المناطق الأخيرة.



(شكل ٤١) ترتيب نطاقات الضغط الجوى مع دوائر العرض المختلفة

جـ- نطاقا الضغط المنخفض شبه أو دون القطبي: Sub-polar lows

ويتمثل هذان النطاقان فيما بين دائرتي عرض ٦٠ – ٦٥° شمالاً وجنوباً تقريباً. ويتكون الضغط المنخفض الفصلي هنا تبعاً لصعود الهواء إلى أعلى من جهة ولزيادة نسبة الرطوبة من جهة أخرى، وتتجه إلى هذين النطاقين الرياح العكسية الغربية والرياح القطبية (الشمالية في نصف الكرة الشمالي والجنوبية في نصف الكرة الجنوبي).

د- نطاقا الضغط المرتفع عند القطبين: Polar highs

يتكون عند القطبين نطاقان من الضغط الجوى المرتفع تبعاً لهبوط الهواء من أعلى إلى أسفل لشدة برودته ، وتتجه من هذين النطاقين الرياح القطبية (الشمالية والجنوبية فى نصفى الكرة الأرضية) نحو الضغط المنخفض شبه القطبى فى نصف الكرة الأرضية .

وإذا كانت نظم الضغط الجوى المختلفة هى إنعكاساً لاختلافات درجة حرارة الهواء فى طبقة التروبوسفير، فإن إختلافات مقادير الضغط الجوى من مكان إلى آخر تؤثر بدورها فى نشوء نظم الحركة Systems of motion فى الغلاف الجوى، ومن ثم فى نظم حركة الرياح وفى إتجاهاتها الدائمة والفصلية وفى مدى سرعتها وفى نشوء الزوابع والأعاصير المدارية والإنخفاضات الجوية. وعلى ذلك يختلف نظام الضغط الجوى على سطح الكرة الأرضية فى فصل الشتاء (الشمالى). عن ذلك الذى يتمثل على سطح الأرض خلال فصل الصيف (الشمالى).

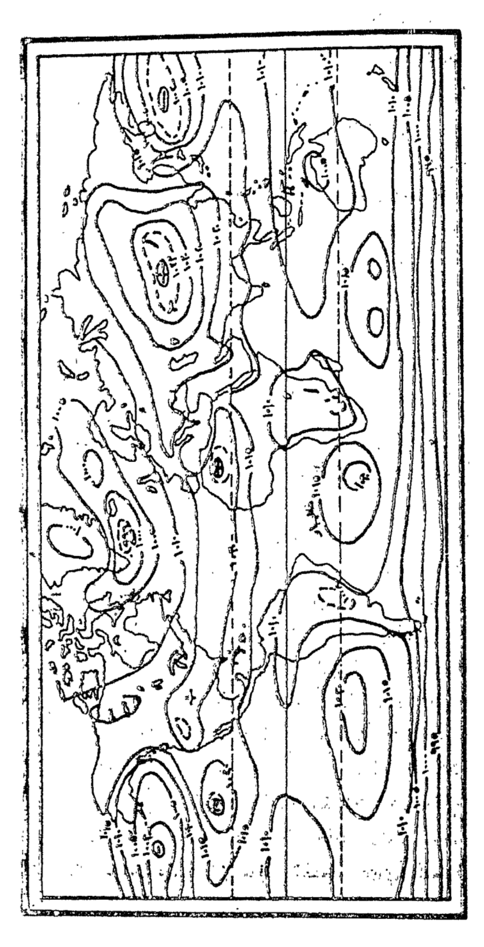
أ- الضغط الجوى على سطح الأرض خلال فصل الشتاء (الشمالى):

خلال هذا الفصل تتعامد الشمس على مدار الجدى فى نصف الكرة الجنوبى ويكون الهواء الملامس لسطح الأرض فى نصف الكرة الشمالى ابرد نسبياً من الهواء الملامس للمسطحات المائية المجاورة له والواقعة معه عند نفس دوائر العرض، ومن ثم يرتفع مقدار الضغط الجوى فوق اليابس وينخفض مقداره نسبياً فوق المسطحات المائية. وعلى ذلك تنتقل الرياح خلال هذا الفصل (بالنسبة لنصف الكرة الشمالى) من مراكز الضغط المرتفع على اليابس إلى مراكز الضغط المنخفض فوق المسطحات المائية المجاورة.

وبالنسبة لنصف الكرة الشمالى فإن أعلى مراكز الضغط الجوى المرتفع خلال هذا الفصل تتمثل فوق أراضى سيبيريا الواسعة حيث يصل مقدار الضغط الجوى هنا إلى نحو ١٠٣٣ ملليبار ويعرف نطاق الضغط

الجوى هنا باسم الضغط المرتفع السيبيرى، وتكاد تنحصر كل أواسط وشرق أوربا ومعظم قارة اسيا داخل إطار خط الضغط المتساوى ١٠٢٠ ملليبار، فى حين يتمثل فوق المسطحات المائية المجاورة (خاصة فوق المحيط الهادى وشرق اليابان) مناطق من مراكز الضغط المنخفض الشتوى (تبعاً لدفىء المياه عن اليابس خلال هذا الفصل)، ويصل مقدار الضغط الجوى هنا إلى ١٠٠٢ ملليبار، أى أقل من مقدار الضغط الجوى المنخفض الدائم فوق المناطق الإستوائية خلال فصل الشتاء (الشمالى) والذى يبلغ نحو ١٠٠٥ ملليبار. وتتركز مناطق الضغط المرتفع الشتوى القارية فوق القسم الشمالى من قارة أفريقيا (١٠٢٢ ملليبار) وكذلك فوق أواسط قارة أمريكا الشمالية (١٠٢٣ ملليبار)، فى حين ينخفض الضغط الجوى فوق المسطحات المائية المجاورة لهذه المواقع وعند نفس دوائر العرض، فيبلغ الضغط الجوى فوق المسطحات المائية للمحيط الأطلسى الأوسط نحو ١٠٢٠ ملليبار ويتراوح الضغط الجوى فوق المحيط الهادى الأوسط من ١٠١٥ ملليبار إلى ١٠٢٠ ملليبار (شكل١٦).

وفى نصف الكرة الجنوبى يلاحظ أن الهواء الملامس لليابس يكون أعلى حرارة من الهواء الملامس للمسطحات المائية خلال هذا الفصل (الشتاء الشمالى أى الصيف الجنوبى) تبعاً لتعامد الشمس على مدار الجدى فى نصف الكرة الجنوبى. وعلى ذلك تتمركز مناطق الضغط المنخفض فوق منطقة مدار الجدى وبوجه خاص فوق شمال غرب أستراليا وجنوب افريقيا وشرق أمريكا الجنوبية. ويتراوح مقدار الضغط الجوى المنخفض هنا من ١٠٠٥ إلى ١٠١٠ ملليبار، فى حين تتكون مراكز الضغط المرتفع فى نصف الكرة الجنوبى خلال هذا الفصل فوق المسطحات المائية للمحيط الهندى (١٠٢٠ ملليبار) وفوق المحيط الأطلسى الجنوبى (١٠١٥ ملليبار - ١٠٢٠ ملليبار) وفوق المحيط الهادى الجنوبى (١٠١٦ ملليبار - ١٠٢١ ملليبار).

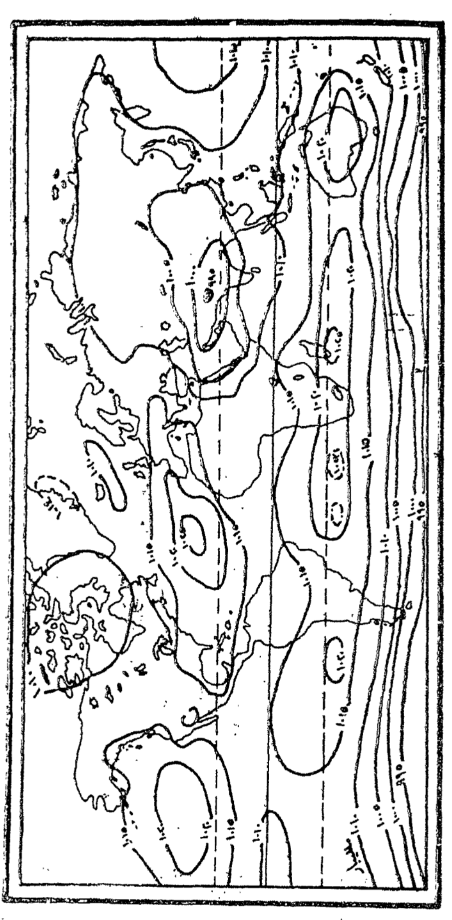


(شكل ١٦)التوزيع الجغرافي لخطوط الضغط المتساوي

ب- الضغط الجوى على سطح الأرض خلال فصل الصيف (الشمالى):

بالنسبة لنصف الكرة الشمالى تكون الشمس متعامدة على مدار السرطان خلال هذا الفصل، ومن ثم يكون الهواء الملامس لسطح اليابس في نصف الكرة الشمالي أعلي حرارة من الهواء الملامس للمسطحات المائية المجاورةله والواقعه معه عند نفس دوائر العرض، ومن ثم ينخفض مقدار الضغط الجوى فوق اليابس ويرتفع مقداره نسبياً فوق المسطحات المائية. وتنتقل الرياح فى نصف الكرة الشمالى خلال هذا الفصل من مراكز الضغط الجوى المرتفع فوق المسطحات المائية، وتتجه إلى مراكز الضغط الجوى المنخفضة فوق اليابس المجاور.

وعلى ذلك فإن أعلى مراكز الضغط الجوى المنخفض خلال فصل الصيف الشمالى تتمثل فوق أواسط آسيا حيث يصل مقداره هنا إلى نحو ١٠٠٥ ملليبار، ويقل الضغط الجوى على ذلك فوق صحراء ثار فى الباكستان الإسلامية، ويصل مقدار الضغط الجوى هنا نحو ٩٩٥ ملليبار. وترتفع درجة الحرارة فى هذه المنطقة بدرجة أعلى من حرارة الهواء عند المناطق الإستوائية خلال هذا الفصل، بل يسجل فى منطقة صحراء ثار أعلى درجةحرارة، وأقل مقدار للضغط الجوى بالنسبة لأى مكان آخر على سطح الأرض خلال هذا الفصل (شكل١٧). ويعرف الضغط الجوى المنخفض هنا باسم الضغط المنخفض الهندى. فى حين يتمثل فوق المسطحات المائية المجاورة بنصف الكرة الشمالي مراكز من الضغط المرتفع النسبى، ويصل مقدار الضغط الجوى ١٠١٥ ملليبار فوق مياه المحيط الهندى جنوب شبه القارة الهندية -الباكستانية- وعلى ذلك تنتقل الرياح من مراكز الضغط المرتفع فوق المسطحات المائية خلال هذا الفصل إلى مراكز الضغط المنخفض فوق اليابس. وتتمركز مناطق الضغط المنخفض القارية صيفاً فوق القسم الشمالى من قارة افريقيا(١٠١٥ مليبار) وفوق جنوب غرب الولايات المتحدة الأمريكية (١٠١٠ ملليبار) فى حين يرتفع الضغط الجوى فوق المسطحات المائية المجاورة لهذه المواقع الأخيرة وعند



(شكل ١٧) التوزيع الجغرافي لخطوط الضغط المتساوي في العالم

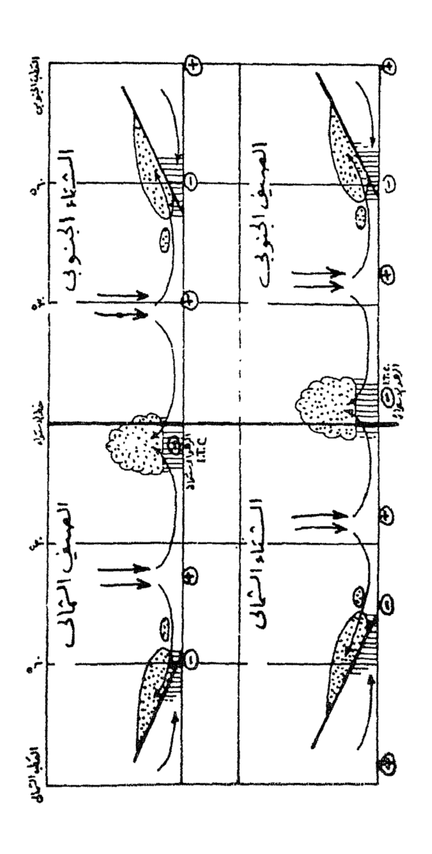
(الصيف الشمالي) . بالمليبار

نفس دوائر العرض، فيبلغ الضغط الجوى فوق السطحات المائية المحيط الأطلسى الأوسط خلال هذا الفصل نحو ١٠٢٥ ملليبار ويتمركز الضغط المرتفع هنا حول جزر الآزور، ومن ثم عرف نطاق الضغط الجوى هنا باسم نطاق الضغط المرتفع الآزورى، ويصل مقدار الضغط الجوى فوق مياه المحيط الهادى الأوسط إلى نحو ١٠٢٠ ملليبار ويطلق على الضغط المرتفع المتمركز حول قوس جزر الوشيان (غرب السكا) إسم الضغط المرتفع الألوشى.

وفى نصف الكرة الجنوبى خلال هذا الفصل (الصيف الشمالى أى الشتاء الجنوبى) يكون الهواء الملامس لسطح اليابس أقل حرارة من الهواء الملامس للمسطحات المائية، تبعاً لتعامد الشمس على مدار السرطان فى نصف الكرة الشمالى. وعلى ذلك تتكون مراكز من الضغط الجوى المرتفع فى أواسط أستراليا وغربها وكذلك فى جنوب أفريقيا، وأواسط أمريكا الجنوبية، ويتراوح مقدار الضغط الجوى هنا من ١٠١٥ إلى ١٠٢٠ مليبار. فى حين تتكون مراكز من الضغط المنخفض فى نصف الكرة الجنوبى خلال هذا الفصل فوق المسطحات المائية للمحيط الهندى (يتراوح مقداره من ١٠١٠ إلى ١٠١٥ ملليبار) وفوق المحيط الأطلسى الجنوبى (١٠١٥ ملليبار) وفوق مياه المحيط الهادى الجنوبى (من ١٠١٠ إلى ١٠١٥ ملليبار).

وتتزحزح نطاقات الضغط المختلفة عند دوائر العرض فى نصف الكرة مع حركة الشمس الظاهرية فيما بين المدارين. فعندما تتعامد الشمس على مدار السرطان فى نصف الكرة الشمالى تقع كل منطقة الرهو الإستوائى ومناطق صعود الهواء فيما بين المدارين Inter-tropical Convergence I.T.C. إلى الشمال من الدائرة الإستوائية فى حين يتمركز

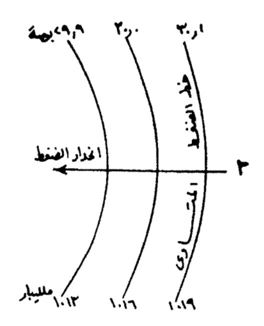
الضغط المرتفع شبه المدارى عند دائرة عرض ٣٥° شمالاً قريباً، وتتزحزح مناطق الضغط المنخفض شبه القطبى Subporlar low عند دائرة عرض ٦٠° شمالاً، أما خلال فصل الشتاء الشمالى عندما تتعامد الشمس على مدار الجدى فى نصف الكرة الجنوبى فإن قسماً صغيراً من منطقة الرهو الإستوائى تقع فى نصف الكرة الشمالى ويتزحزح نطاق الضغط المرتفع شبه المدارى جنوباً مع حركة الشمس ويتمركز عند دائرة عرض ٢٥° شمالاً، ويتزحزح جنوباً كذلك نطاق الضغط المنخفض شبه القطبى ويتمركز عند دائرة عرض ٤٥° شمالاً. ونتيجة للتغير الفصلى فى نطاقات الضغط المختلفة على سطح الأرض، تسقط فوق بعض المناطق الحدية أمطار فصلية. (شكل١٨).



(شكل ١٨)اثر تزحزح نطاقات الضغط الجوى مع حركة الشمس الظاهرية

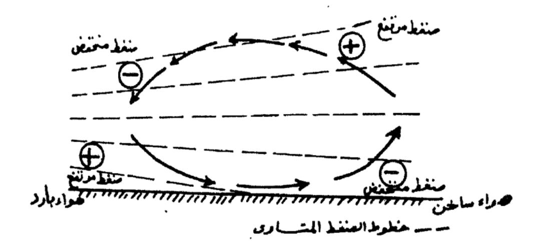
إنحدارات الضغط الجوى ونشوء الرياح:

يطلق على الفرق بين إختلاف مقدار الضغط الجوى لنقطتين تقعان على منسـوب واحد تعبير «إنحدار الضغط الجوى» (شكل١٩) Isobaric



(شكل١٩) إتجاه إنحدارات الضغط الجوى

slope or pressure gradient. وينسـاب الهـواء على شكل رياح من مـراكـز الضـغط الجـوى المرتفع إلى مـراكـز الضـغط الجـوى المنخـفض عند سطح الأرض (شكل٢٠).



(شكل٢٠) العلاقة المتبادلة بين الضغط الجوى وإتجاه الرياح

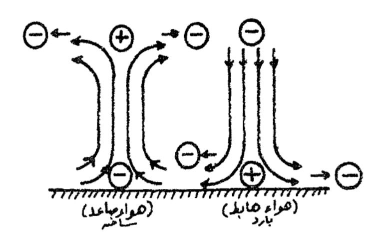
وتتوقف سرعة إنسياب الرياح وهبوبها على مدى زيادة الفرق بين مقدارى مراكز الضغط المرتفعة والأخرى المنخفضة، أو بمعنى آخر على مدى شدة الإنحدار الجوى وعمقه. ويكون الضغط الجوى عميقاً إذا كان الفرق بين الضغط الجوى المرتفع والآخر منخفض -المجاور له- كبيراً، وفى هذه الحالة تتقارب خطوط الضغط الجوى المتساوى بعضها من البعض الآخر. فى حين يكون الضغط الجوى ضحلاً إذا كان الفرق بين الضغط الجوى المرتفع والآخر المنخفض له محدوداً، وفى هذه الحالة تتباعد خطوط الضغط الجوى المتساوي بعضها عن البعض الآخر(١).

أما الحركة الرأسية للهواء فتشتمل على الدوامات الهوائية Eddies والتيارات الهوائية الصاعدة Convection currents والتجمع العلوى للهواء الصاعد Convergent ascent، وهبوط الهواء Air subsidence. وهذه الحركات الرأسية تتشكل أساساً تبعاً للتغيرات الحرارية فى الغلاف الجوى. أما الرياح Wind- فكما سبقت الإشارة من قبل- فإنها تدل على الحركة الأفقية للهواء،وخاصة تلك بالقرب من سطح الأرض. ويطلق على هذه الحركة الأفقية للهواء تعبير التأفق الهوائى Advection وكما يتضح من دراسة شكل٢١ ،فإن مراكز الضغط الجوى المرتفع بالقرب من سطح الأرض تتكون فى المناطق الأقل حرارة، وتنتقل الرياح منها إلى مراكز الضغط الجوى المنخفض (الأعلى حرارة). ويصعد الهواء المتجمع إلى أعلى Convergent ascent، ويتعرض للبرودة فى طبقات الجو العليا، ومن ثم ينتقل هذا الهواء الصاعد رأسياً من مراكز الضغط الجوى المنخفض عند سطح الأرض إلى مراكز الضغط الجوى المرتفع نسبياً فى طبقات الجو العليا(٢). أما الحركة الأفقية للهواء فى الطبقات العليا من الغلاف الجوى فإنها تشبه ما يحدث عند سطح الأرض، حيث ينتقل الهواء على شكل هواء

---

(١) a--- Howard, J. | Critchfield|, "General Climatology", Prentice-Hall, N. J. (1966) P.78.
b--- Willet, H. C., "Descriptive meteorology", N. Y. (1944).

(٢) Haurwitz B., "Dynamic meteorology", Mc Graw-Hill, N. Y. (1941) P.63.



(شكل ٢٩) العلاقة بين التيارات الهوائية الرأسية (الصاعدة والهابطة)
واتجاه الرياح الأفقية وفقاً لنوع الضغط الجوى

علوى من مراكز الضغط المرتفع إلى مراكز الضغط المنخفض، إلا أن عملية الهبوط السفلى للهواء Air Subsidence فإنها تحدث من مراكز الضغط المنخفض العلوية إلى مراكز الضغط المرتفع بالقرب من سطح الأرض حيث يتشتت هنا الهواء النازل Divergent Subsidency.

الفصل السادس

الرياح

طرق رصدها الجوى والعوامل التى تؤثر فى إتجاهها وسرعتها ودورتها العامة

الرصد الجوى للرياح: Wind observations

على الرغم من أن الإنسان لا يرى الهواء أو الرياح إلا أنه يشعر بوجود الرياح وإتجاه حركتها، وذلك بملاحظته للإتجاه الذى تتحرك إليه السحب السفلية، والسنة الدخان، وأغصان الأشجار وأمواج البحار. بل يمكن للملاحظ المتمرس أن يشاهد هذه الظاهرات السابقة ويحدد إتجاه الرياح Wind direction وكذلك سرعتها Speed. وقد وضع فرنسيس بيوفورت Francis Beaufort فى عام ١٨٠٥ مقياساً نسبياً يقيس به سرعة الرياح[١]، وإعتمدت فكرة هذا المقياس على تصنيف الرياح إلى أنواع مختلفة بحسب مدى إستجابة تحرك الأشياء والظاهرات لها. وقسم بيوفورت الرياح بحسب إختلاف سرعتها إلى ١٢ نوعاً، بحيث تبدأ بحالة الهواء الساكن (الدرجة صفر) وتنتهى لحالة الإعصار (الدرجة١٢). ويتلخص مقياس بيوفورت فى الجدول الآتى:

---

(١) أ- محمود حامد محمد «المتيورولوجية» القاهرة (١٩٤٦) ص١٩٨.

ب- عبد العزيز طريح شرف «الجغرافيا المناخية والنباتية» الجزء الأول -الإسكندرية (١٩٦١) ص٨٣.

c--- Blair, T. A., "Weather elements", N. J. (1960) P.3.

d--- Trewartha, G. T., "An introduction to climate", N. Y. (1954) P.62.

e--- Byers, H. R., "General meteorology", 3rd edit. Mc Graw-Hull N. Y. (1959) P.88.

درجة الرياح	نوع الرياح	السرعة (ميل في الساعة)	السرعة (بالعقدة)	مدى استجابة الاشياء للرياح
صفر	هواء ساكن Calm	أقل من ١	١	ارتفاع الدخان الى أعلى
١	هواء خفيف Light air	١ - ٣	١ - ٣	يُحرك الدخان أفقياً.
٢	نسيم طفيف Light breeze	٤ - ٧	٤ - ٦	يحرك أوراق الأشجار ودوارة الرياح
٣	نسيم هادىء Gentle breeze	٨ - ١٢	٧ - ١٠	يُحرك رايات الاعلام
٤	نسيم معتدل Moderate breeze	١٣ - ١٨	١١ - ١٦	يثير الأتربة وتتطاير أوراق الأشجار
٥	نسيم عليل Fresh breeze	١٩ - ٢٤	١٧ - ٢١	يحرك أغصان الاشجار الكبيرة
٦	نسيم قوي Strong breeze	٢٥ - ٣١	٢٢ - ٢٧	يحرك أغصان الاشجار الكبيرة والأمواج
٧	رياح عالية Moderate gale	٣٢ - ٣٨	٢٨ - ٣٣	يصعب السير في الاتجاه المضاد للرياح.
٨	هوجاء Fresh gale	٣٩ - ٤٦	٣٤ - ٤٠	يكسر بعض أغصان الاشجار
٩	هوجاء شديدة Strong gale	٤٧ - ٥٤	٤١ - ٤٧	يكسر الساريات وتقع المداخن.
١٠	هوجاء عاصف Whole gale	٥٥ - ٦٣	٤٨ - ٥٥	يقتلع الأشجار ويسبب الدمار.
١١	عاصفة Storm	٦٤ - ٧٥	٥٦ - ٦٥	تدمير شديد وتتطاير أسقف المنازل
١٢	أعصار (هريكين) Hurricane	أكثر من ٧٥	أكثر من ٦٥	تخريب عام شديد، قد تسقط الطائرات وتغرق السفن.

وتحدد إتجاه الرياح باستخدام دوارة الرياح Wind Vane، وهى تتركب من عمود حديدى رأسى مرتكزاً على قاعدة معدنية، ومثبت بطرفه الأعلى سهم (يمكن له الدوران حول نفسه) يتركب من ذيل عريض خفيف الوزن بحيث يسهل أن تحركه الرياح، ومثبت بالقسم الأعلى من العمود الرأسى الحديدى ذراعان يتقاطعان عمودياً وتشير أطرافهما إلى الجهات الأصلية[1]. وعندما تهب الرياح تحرك ذيل السهم ويشير طرفه إلى الإتجاه الذى تهب منه الرياح. هذا ويستخدم المتيورولوجيون مقدار زوايا الدائرة عند الإشارة إلى إتجاه هبوب الرياح، فالإتجاه الشمالى يبدأ من صفر° أو ٣٦٠°، فى حين أن ٩٠°تشير إلى الإتجاه الجنوبى، ٢٧٠° تشير إلى الإتجاه الغربى.

ولقياس سرعة الرياح[2] يستخدم جهاز الأنيمومتر Anemometer وخاصة جهاز روبنسون ذو الفناجين أو الطاسات Robinson cup anemometer الذى تستخدمه كل أفرع مكتب الطقس Weather Bureau بالولايات المتحدة الأمريكية[3] (لوحة٨). ويتركب هذا الجهاز فى أبسط صورة من عمود رأسى حديدى مرتكزاً على قاعدة، ومثبت بطرفه الأعلى ذراعان يتقاطعان عمودياً وينتهى كل طرف من هذه الأذرع بتجويف معدنى نصف كروى الشكل (يشبه الكأس أو الفنجان) ويتمركز هذان

---

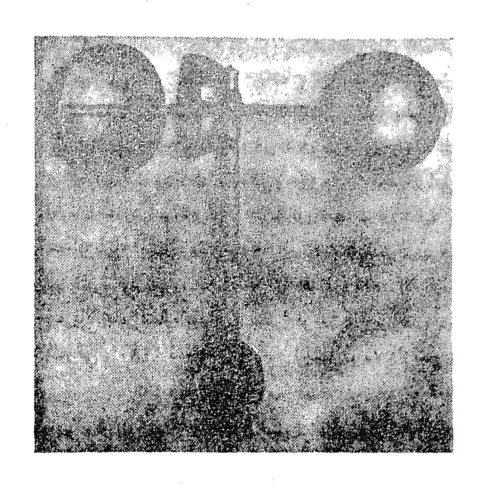
(١) محمود حامد محمد «الظواهر الجوية ....» القاهرة (١٩٢٧) ص١٣١.

(٢) تستخدم بعض الدول –كما هو الحال فى الولايات المتحدة الأمريكية-- عند قياس سرعة الرياح «العقدة» Knot، وهى تساوى ٦٠٨٠,٢قدم أو نحو ١,١٥ ميل فى الساعة. والميل الواحد فى الساعة يساوى ٠,٨٧عقدة، وقد تستخدم أحياناً وحدات قياس أصغر من ذلك، مثل المتر أو القدم/الثانية وذلك فى الدراسات التفصيلية للرياح.

(٣) يمكن قياس سرعة الرياح بواسطة الأنيمومترات لغاية ٢٥٠كم/ساعة أما إذا زادت السرعة عن ذلك –كما يحدث فى حالة الأعاصير– فقد تتحطم أجهزة الأنيمومترات، ومن درجة تحطم المنشآت المختلفة يمكن تقدير سرعة الرياح والضغط الناتج عنها، حيث يتناسب الضغط الذى تؤثر به الرياح على هذه المنشآت مع مربع سرعتها حسب المعادلة الآتية:

الضغط (كيلو جرام على المتر المربع) = ٠,٠٠٦ × مربع السرعة (بالكيلو مترات/ ساعة).

فإذا كانت سرعة الرياح ١٢٢كم/ ساعة فإن الضغط الناتج عنها يكون مقداره ٨٩كيلو جراماً على كل متر مربع. راجع: محمود حامد محمد «المتيورولوجية» القاهرة (١٩٤٦) ص١٩٨.



(لوحة٨) جهاز روبنسون ذو الفناجين مزوداً بعداد سرعة ليوضح مدى سرعة الرياح بالأميال

الذراعان عند منتصفهما على الذراع الحديدى، ويسهل تحريك هذه الأذرع بحيث تدور فى مستوى أفقى إذا ما تحركت بفعل الرياح. وتزود قاعدة الجهاز بعداد سرعة Speedometer يمكن بواسطته تسجيل عدد مرات دوران الفنجان دورة كاملة ومن ثم يمكن حساب سرعة الرياح خلال أى فترة زمنية. ويوجد فى بعض محطات الأرصاد الجوية أبراج عالية يركب فيها عدة أجهزة مختلفة لقياس العناصر المختلفة للمناخ. وغالباً ما يركب فى هذه الأبراج جهاز الأنيمومتر، ومؤشر لحدوث عواصف الرعد والبرق ودوارة الرياح. (لوحة٩).



(لوحة٩) أحد الأبراج المستخدمة فى محطات الأرصاد الجوية مزوداً بما يلى

١ جهاز الأنيمومتر

٢ دوارة الرياح (طولها ٤أقدام)

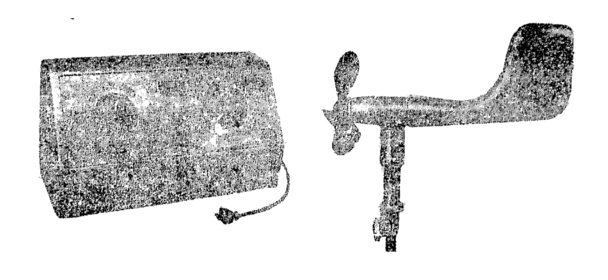
٣ جهاز الأنيمومتر دو الفناجين

٤- مؤشر حدوث عواصف الرعد والبرق

وبدلاً من إستخدام الفناجين فى جهاز روبنسون، تستخدم أحياناً صفيحة معدنية مستوية السطح بحيث يمكن لها أن تتحرك بسهولة وتدور فى مستوى أفقى، ويترجم مدى دوران اللوحة المعدنية المستوية بفعل الرياح وسعة لفاتها إلى سرعات الرياح المختلفة. ويعرف هذا الجهاز باسم الأنيمومتر ذو صفيحة الضغط المعدنية Pressure-plate anemometer.

وتستخدم الطائرات جهاز الأنيمومتر ذو أنبوبة الضغط Pressure-tube anemometer لقياس سرعة الرياح. ويتركب هذا الجهاز من أنبوبة رأسية يترك طرفها العلوى مفتوحاً ومعرضاً للرياح. وتحسب سرعة الرياح عند معرفة الفرق بين مقدار الضغط الذى ينتج عن قوة

الرياح فوق سطح الجهاز ومقدار الضغط الجوى العادى. وعند رصد البيانات المناخية التفصيلية Microclimatological observations تقاس سرعة الرياح بأجهزة كهربائية. وتتلخص فكرة هذه الأجهزة على قدرتها فى تسخين سلك معدنى تسخيناً كهربائياً لدرجة محددة. وبتعرض هذا السلك الساخن للهواء فإن مدى سرعة برودة السلك تدل على حركة الهواء. ويزود هذا الجهاز بمؤشرات توضح سرعة الرياح تبعاً لمدى سرعة عمليات تبريد السلك الساخن. وتطورات صناعة هذه الأجهزة الكهربائية، وتصنع اليوم على شكل كرة معدنية بحيث تتعرض أسطحها للضغط الناتج عن الرياح، وينجم عن هذا الضغط الواقع على السطح الكروى حدوث توصيل كهربائى يدل شدة تياره على مقدار قوة الرياح[1]، كما يستخدم حالياً جهاز دوارة الرياح الكهربائية ويمكن عن طريق هذا الجهاز قياس سرعة الرياح وإتجاهها بصورة مباشرة. (لوحة١٠).



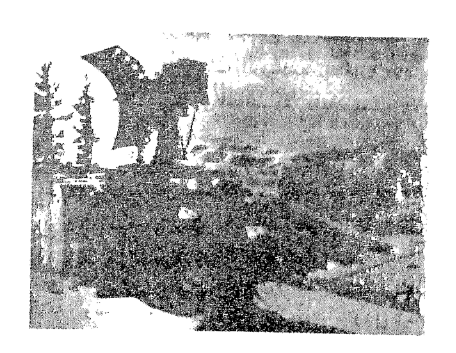
(لوحة١٠) جهاز دوارة الرياح الكهربية (الأيروفان)

(١) a--- Howard, J. Critchfield, "General Climatology", Prentice-Hall, N. J. 2ed edit. (1966)P.80-81.
b--- Taylor, G. F., "Aeronautical meteorology", Pitman, N. Y. (1938) P.25.

ولرصد سرعة الرياح وتحديد إتجاهاتها فى طبقات الجو العليا، يستخدم الباحثون فى هذه الحالة البالونات الإرشادية The Pilot ballon-pibal. وهى عبارة عن بالونات تصنع من المطاط وتملأ عند تشغيلها بغازات خفيفة مثل الهيدروجين أو الهيليوم -تحت ضغط عال- حتى يمكن أن تصعد إلى أعلى، وأثناء صعود هذه البالونات إلى أعلى الجو تسجل أدوات القياس فى نفس الوقت إتجاه الرياح وسرعتها. وباستخدام الثيودوليت التلسكوبى يمكن حساب الزوايا الأفقية Azimuthal والزوايا الرأسية بين موقع البالونات فى الجو وجهاز الثيودوليت عند سطح الأرض. ويحسب الراصد مقدار هذه الزوايا دقيقة بدقيقة، وتسجيل قراءاته على لوحة خاصة. وعلى أساس معرفة معدل الحركة الرأسية لصعود البالونات إلى أعلى (١٤٠ متر/الدقيقة) يمكن تحديد الارتفاعات التى رصدت عندها البالونات، وكذلك معرفة إتجاه الرياح وسرعتها -عند كل إرتفاع معين من سطح الأرض- والتى قد يكون لها بعض الأثر كذلك فى كيفية تحريك البالونات إلى أعلى. واذا اجريت عمليات القياس هذه أثناء الليل، فإن البالونات تزود فى هذه الحالة بمصابيح ضوئية حتى يسهل رصد تحركاتها بالتلسكوب من عند سطح الأرض. ولا تنجح عمليات الرصد باستخدام البالونات إذا كان الجو ملبداً وتكثر فيه الغيوم والسحب المنخفضة. ومن ثم يفضل الراصد فى هذه الحالة إستخدام الرادار Radar[1] للتغلب على المشاكل الجوية التى قد تعوق عمليات الرصد الجوى. وفى هذه الحالة يستخدم بالون كبير الحجم ويزود بحامل مثبت فيه رادار معدنى صغير، وأثناء صعود البالون إلى أعلى يمكن للأجهزة الأرضية إستقبال المعلومات المطلوبة عن طريق الرادار، وتستمر هذه العملية إلى أن يتعرض البالون للإنفجار فى الجو (بعد أن تحترق فيه

---

(١) الرادار عبارة عن جهاز إلكترونى يرسل موجات راديوية ثم يستقبل ويحلل الأمواج المنعكسة عنها، وهو يستخدم لتعيين إتجاه جسم ما وكذلك بعده، ويعمل بموجات راديوية ذات أطوال موجية تتراوح بين ثلاثة ارباع السنتيمتر والمتر الواحد.



(لوحة١١-أ) إستخدام الرادار فى الرصد الجوى

ويقع هذا الرادار فى أواسط كلورادو على منسوب ١٢,٠٠٠ قدم، ويمكن له ملاحظة سحب الأمطار من مسافة تزيد عن ٦٠ ميلاً من موقع المحطة.

الغازات الخفيفة) ويطلق على طرق الرصد الجوى الرادارى لطبقات الجو العليا تعبير "Rawin Observation" وعن طريق أجهزة الرادار يمكن كذلك تحديد مواقع السحب وإرتفاعها وإتجاهات الرياح العلوية، وهبوب الزوابع المدارية (لوحة١١ب)

طرق رسم البيانات الخاصة بالرياح:

ترسم إتجاهات الرياح (فى حالة رصدها الفعلى (Actual abservation) على خرائط الطقس والخرائط المناخية بأسهم تشير أطرافها المحدبة إلى الإتجاه الذى تهب إليه الرياح، فى حين تسمى الرياح بالإتجاه الذى تأتى منه.

فإذا كانت الرياح آتية من الإتجاه الجنوبى الشرقى، فإن أطرافها السهمية المدببة تشيرإلى الإتجاه الشمالى الغربى، وتعرف الرياح فى هذه

الحالة باسم الرياح الجنوبية الشرقية(١). اما سرعة الرياح فقد يعبر عنها باستخدام رموز خطية يدل كل رمز منها على مدى سرعة الرياح. وتضاف هذه الرموز عند ذيل أسهم الرياح خاصة فوق خرائط الطقس. كما قد ترسم دائرة صغيرة فوق أسهم الرياح لتوضح موقع محطة الرصد الجوى التى قامت برصد إتجاه الرياح وسرعتها. ويوضح (شكل٢٢) رموز الرياح المستخدمة عالمياً فى خرائط الطقس، وما يعبر عنه كل رمز منها فيما يتعلق بسرعة الرياح (ميل/الساعة أو العقدة).

رمز الرياح	السرعة ميل/الساعة	العقدة
◎	هادئة	هادئة
	١ - ٤	١ - ٢
	٥ - ٨	٣ - ٧
	٩ - ١٤	٨ - ١٢
	١٥ - ٢٠	١٣ - ١٧
	٢١ - ٢٥	١٨ - ٢٢
	٢٦ - ٣١	٢٣ - ٢٧
	٣٢ - ٣٧	٢٨ - ٣٢
	٣٨ - ٤٣	٣٣ - ٣٧

رمز الرياح	السرعة ميل/الساعة	العقدة
	٤٤ - ٤٩	٣٨ - ٤٢
	٥٠ - ٥٤	٤٣ - ٤٧
	٥٥ - ٦٠	٤٨ - ٥٢
	٦١ - ٦٦	٥٣ - ٥٧
	٦٧ - ٧١	٥٨ - ٦٢
	٧٢ - ٧٧	٦٢ - ٦٧
	٧٨ - ٨٣	٦٨ - ٧٢
	٨٤ - ٨٩	٧٢ - ٧٧
	١١٩ - ١٢٣	١٠٣ - ١٠٧

(١) Howard, J. Critchfield, "General Climatology", Prentice-Hall, N. J. 2ed edit. (1966)P.83.

وفوق بعض خرائط الطقس التفصلية قد تتصل المواقع التى تتساوى عندها سرعة الرياح بخط متساوى يعرف باسم خط الرياح المتساوى Isotachs. أما فى حالة رسم إتجاه الرياح بصورة تقريبية، فهنا يراعى إستخدام الخطوط المستقيمة الإمتداد أو الخطوط المنحنية Curved stream Lines. وقد تستخدم كذلك وردات الرياح Wind roses لتدل على الإتجاهات المختلفة التى تأتى منها الرياح بالنسة للمواقع المختارة من الخريطة خلال فترة زمنية محددة. ولانشاء نماذج وردات الرياح ترسم دائرة صغيرة فوق الموقع الذى رصيدت عنده بيانات الرياح، ثم يرسم ثمانية اشعة من مركز الدائرة تعبر عن الإتجاهات الأصلية والفرعية، وبحيث يختلف طول كل من هذه الأشعة بحسب النسبة المئوية لهبوب الرياح فى كل إتجاه بالنسبة لمجموع هبوب الرياح خلال الفترة الزمنية المختارة، وتحسب هذه النسبة الأخيرة على أساس إجمالى عدد ساعات هبوب الرياح فى إتجاه معين بالنسبة لطول الفترة الزمنية التى قد تكون يوماً (٢٤ساعة) أو شهراً او لسنة كاملة. فإذا كان مجموع هبوب الرياح الشرقية فى مكان ما بلغ ٣ ساعات فى اليوم الواحد. فإن النسبة المئوية للرياح الشرقية تساوى:

$$= \frac{٣}{٢٤} \times ١٠٠ = ١٢,٥\%$$

وإذا بلغ مجموع هبوب الرياح الشمالية الغربية فى مكان ما ٢١٦٠ساعة سنوياً فإن النسبة المئوية لهذه الرياح تساوى:

$$= \frac{٢١٦٠ \times ١٠٠}{(٢٤ \times ٣٠ \times ١٢)} = ٢٥\%$$

وبنفس الطريقة يمكن حساب النسبة المئوية لبقية الإتجاهات الأخرى -خلال فترة زمنية معينة- مع حساب نسبة هدوء الرياح Calm والتى

تكتب داخل دائرة وردة الرياح[1].

وقد ترسم وردات الرياح بأشكال مختلفة، منها شكل الدائرة أو شكل ثماني الأضلاع بحيث يدل كل ضلع منه على إتجاه من الإتجاهات الرئيسية أو الفرعية التي تأتي منه الرياح. وقد تجمع عدة إتجاهات للرياح متجاورة –على جوانب وردة الرياح– ويستخدم فيها التظليل لتعبر بصورة واضحة عن الإتجاه السائد لاتجاه الرياح بالنسبة لهذا الموقع خلال مدة زمنية معينة.

العوامل التي تؤثر في إتجاه الرياح وسرعتها:

تنتقل الرياح –كما سبقت الإشارة من قبل– من مراكز الضغط المرتفع إلى مراكز الضغط المنخفض لتحل محل الهواء الصاعد إلى أعلى عند هذه المراكز الأخيرة، ومن ثم ينبغي أن تتجه الرياح مع الإتجاهات العامة لانحدارات الضغط Pressure gradient، إلا أن هناك عدة عوامل تغير من إتجاه الرياح بحيث لا تجعلها تسير مع الإنحدارات العامة للضغط الجوي، وتتلخص هذه العوامل فيما يلي:

١ – إختلاف مقدار الإشعاع الشمسي:

حيث يزداد مقدار الإشعاع الشمسي فيما بين المدارين، ويقل مقداره فيما ورائهما إلى أن يصبح مقداره عند أي من النقطتين حوالي نصف مقداره عند الدائرة الإستوائية. وعلى ذلك تتجمع الأشعة الحرارية في المناطق المدارية من سطح الكرة الأرضية، وتصبح الأشعة المكتسبة هنا أعلى مقداراً من الأشعة المفقودة، وذلك بخلاف الحال في المناطق التي تقع فيها وراء المدارين حيث تكون حصيلة الإشعاع الشمسي عندها سالباً. ومن ثم لا يكون الهواء ثابتاً، بل تحدث حركة دائمة للرياح حيث تنتقل

---

(١) يلاحظ أن وردة الرياح، المشعة من مركز وردة الرياح لابد وأن ترسم بمقياس رسم مناسب، وذلك بحسب إختلاف أطوالها وليكن مثلاً إسم من طول كل شعاع يمثل ١٠٪ من النسبة المئوية لهبوب الرياح. وينبغي أن يكون مجموع النسبة المئوية للرياح في كل الأشعة الخاصة بوردة الرياح في مكان ما، بالإضافة إلى نسبة السكون في الدائرة تساوي ١٠٠٪.

الرياح (عند سطح الأرض) من مراكز الضغط المرتفع والتى تكون أقل حرارة إلى مراكز الضغط المنخفض الأعلى حرارة وذلك لاعادة التوازن الحرارى فى طبقة التروبوسفير عامة، وبين أجزاء الهواء الملامس لسطح الكرة الأرضية خاصة. ومن ثم ترتبط حركة الرياح القريبة من سطح الأرض بمراكز الضغط الجوى الدائمة والموسمية والتى تتأثر جميعها باختلافات درجة حرارة الهواء الملامس لسطح الأرض خلال فصول السنة المختلفة. وتعرف هذه المؤثرات الأخيرة بالعوامل الحرارية Thermal factors.

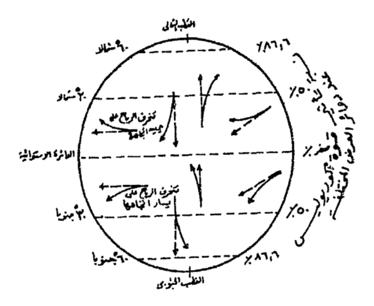
٢- الحركة المحورية أو حركة دوران الأرض حول نفسها:

تتأثر مسالك الرياح وإتجاهاتها ببعض المؤثرات والعوامل الديناميكية Dynamic factors ومن بينها «قوة الإنحراف» Deflective force الناتجة عن دوران الأرض حول محورها. ويعرف هذا الأثر باسم قوة كوريوليس Coriolis force. وينتج عن قوة كوريوليس أن تنحرف الرياح إلى يمين إتجاهها فى نصف الكرة الشمالى، وإلى يسار إتجاهها فى نصف الكرة الجنوبى (قانون فرل أيضاً). ويلاحظ أن تأثير هذه القوة يكون معدوماً عند الدائرة الإستوائية، ولكن يزداد أثرها فيما وراء الدائرة الإستوائية فى نصفى الكرة الأرضية حتى القطبين. ومن ثم لا يظهر الإنحراف فى إتجاه الرياح عند الدائرة الإستوائية نفسها ولكن يمكن تحديد هذا الإنحراف بعد عبور الرياح لهذه الدائرة[١] (شكل٢٣).

ويلاحظ أن تأثير قوة كوريوليس يكون عمودياً (٩٠°) على الإتجاه الأفقى للرياح ويتناسب تناسباً طردياً مع سرعة الرياح الأفقية. وإذا كانت هذه القوة تؤثر فى إختلاف إتجاه الرياح إلا انها لا تؤثر فى إختلاف سرعتها. وعند إنحراف الرياح مع إتجاه الحركة المحورية للأرض (من

---

(١) a--- Howard, J. Critchfield, "General Climatology", Prentice-Hall, N. J. 2ed edit. (1966)P. 84-85.



(شكل ٢٣) إنحراف الرياح تحت تأثير قوة كوريوليس

الغرب إلى الشرق) يصبح الهواء جزءاً من مكونات الأرض ومحيطها(١). ومن ثم يطلق بعض الكتاب على حركة الرياح مع دوران الأرض تعبير Geostrophic motion. أى أنه إذا كانت قوة كوريوليس تؤدى إلى إنحراف الرياح على يمين إتجاهها فى نصف الكرة الشمالى، فإن هذا الإتجاه يتشكل كذلك مع الحركة المحورية للأرض، ولا يكون إتجاه الرياح فى هذه الحالة عمودياً على خطوط الضغط الجوى المتساوية ولا متمشياً مع إنحدارات الضغط بل يكون إتجاه الرياح فى هذه الحالة موازياً لخطوط الضغط المتساوية. وتختلف سرعة الرياح هنا تبعاً لمدى تقارب أو تباعد خطوط الضغط المتساوية. وعلى ذلك تنساب الرياح من مناطق الضغط المرتفع إلى مناطق الضغط المنخفض وتدور حول هذه المركز الأخير.

---

(١) a--- Herbert Riehl, "Introduction to the atmospher", Mc Graw-Hill, N. Y. (1972) P.178.

b--- Byers, H. R., "General meteorology", Mc Graw-Hill, N. Y. 3rd edi. (1959) P.207.

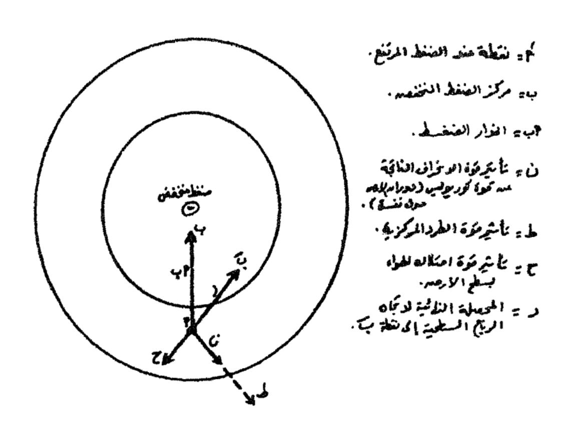
ويعــزى عــمـليــة دوران الرياح بـهــذا الشكـل إلى قــوة الطرد المركــزية Centrifugal force.

٣- قوة الإحتكاك: The frictional force

فى الطبقات السـفلى من التـروبوسفـير يحـدث إحتكاك الهـواء تبعاً لانضـغـاط الـرياح Stress of the wind عند سطح الأرض. وقد تبين أن القوة الناتجة عن إحـتـكاك الهـواء بسطح الأرض تعـمـل فى إتجـاه مـضـاد لاتجـاه هـبوب الـرياح، أو بمعنى أخـر تؤثر هـذه القوة إذن علـى سـرعـة الـرياح وتقلل من سـرعـتـهـا. ولكى تنسـاب الرياح فى إتجـاهـهـا بصـورة مسـتـمـرة، وأن تحافظ فى نفس الوقت على سرعـتـها (على الرغم من تقليل فعل الإحتكاك لسـرعة الرياح) فإنه ينبعث من الرياح قوة ذاتية محركة لها تتولد عند بداية نشـوء الرياح وتسـاعـد على تحـريك الرياح من مـراكـز الضـغـط المرتفع إلى مـراكز الـضـغط المنخفض. وتتجـه هذه القـرة المحركة فى عكس إتجـاه القوة الناتجـة عن إحـتكاك الرياح لـسـطح الأرض(١). ومن ثم تـعـدل هذه القـوة الذاتية لنشـوء الرياح والمحـركـة لهـا من قـوة إحـتكاك الرياح بسـطح الأرض والمؤخـرة لسرعـتـها. وهـكـذا تؤثر كل هـذه العـوامل الحـرارية والديـنـاميكية والميكانيكية مـجـتـمـعـة فى إخـتلاف مـسـالك الرياح وفـى تـنـوع سـرعـتـهـا. (شكل٢٤).

---

(١) a--- Herbert Riehl, "Introduction to the atmosphere", Mc Graw-Hill, N. Y.(1972) P.185.
b--- Howard, J. Critchfield, "General Climatology", N. J. (1966)P. 86.



(شكل ٢٤) القوى المختلفة التى تؤثر فى إتجاه الرياح حول الضغط الجوى

فى نصف الكرة الشمالى

وعلى ذلك إذا كانت نقطة أ تقع فى منطقة ضغط مرتفع ونقطة ب تقع فى منطقة ضغط منخفض فى نصف الكرة الشمالى، على ذلك كان ينبغى أن يكون إتجاه الرياح من نقطة أ إلى نقطة ب على طول الخط أب الذى يمثل إنحدار الضغط Pressure gradient، إلا أن الرياح تنحرف على يمين إتجاهها فى نصف الكرة الشمالى تبعاً لقوة كوريوليس (دوران الأرض حول نفسها) ومن ثم فإن الخط ن يمثل هذه القوة فى تغيير إتجاه الرياح. ويضاف إلى هذا الإتجاه المتغير تأثير قوة الطرد المركزية والتى يمثلها الخط «ط» حيث إن الرياح تدور حول مراكز الضغط المنخفض تحت تأثير هذه القوة. أما الخط ح فإنه يمثل القوة الناتجة عن إحتكاك الهواء بالقرب من سطح الأرض، ويعد تأثير هذه القوة أقل أثراً من العوامل السابقة. وعلى ذلك يكون الخط أب هو المحصلة النهائية لاتجاه الرياح.

٤- تضرس سطح الأرض:

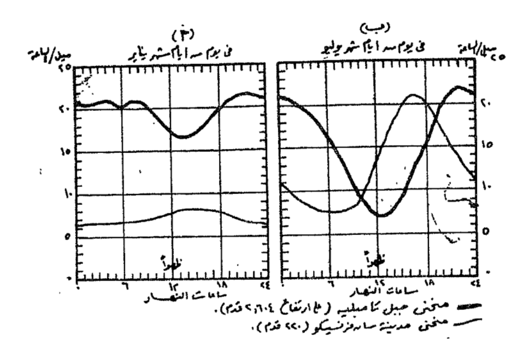
ويمكن أن نضيف إلى هذه العوامل السابقة بعض العوامل الأخرى التى قد تسبب إضطراب حركة الرياح وتغيير إتجاهها وأهم هذه العوامل مدى تضرس سطح الأرض. فقد تعرقل الإرتفاعات العالية إنسياب الرياح القريبة من سطح الأرض، وتصطدم الرياح بالجبال العالية، ويصعد الهواء إلى أعلى الجبال حتى يمكن له عبورها. وقد تبحث الرياح عن فتحات أو ممرات جبلية طبيعية بحيث يمكن لها العبور منها، وتستمر الرياح فى إتجاهها نحو مراكز الضغط المنخفض. وصعود الهواء إلى أعلى أو هبوطه إلى أسفل يغير من درجة حرارة الهواء الملامس لاسطح جوانب هذه الجبال وذلك بفعل التبريد أو التسخين الذاتى تبعاً لانضغاط الهواء عند صعوده إلى أعلى أو هبوطه إلى أسفل، Adiabatic heating and cooling وينتج عن ذلك تغير حالة الطقس. فعند تجمع الرياح Wind convergence الغربية مثلاً، ودخولها فتحات الممرات الجبلية ثم خروجها من الجانب الآخر تتعرض للتشتت Divergence وتصبح بعض الرياح غربية كما كانت فى حين يصبح بعضها الآخر رياحاً شمالية غربية أو جنوبية غربية، وتكثر الدوامات الهوائية فى الرياح وتضطرب حالتها Wind turbulence. وبعد مرور الرياح للممرات الجبلية تعدل إتجاهها من جديد تبعاً للمؤثرات الأخرى التى سبقت الإشارة إليها من قبل.

وتجدر الإشارة بأنه أثناء صعود الهواء إلى أعلى عند إصطدام الرياح بالمرتفعات الجبلية العالية تتكون حالة من الإضطراب الهوائى Air turbulence or Wind aloft، إلا أن درجة الإضطراب الهوائى تشتد فى حالة تقابل الكتل الهوائية المختلفة الخصائص الطبيعية. ففى هذه الحالة الأخيرة ينساب الهواء البارد إلى أسفل الهواء الساخن الذى يصعد بدوره إلى أعلى، وينتشر فوق الهواء البارد والأثقل منه وزناً. وتحدث هذه الظاهرة بوجه خاص فى حالة تكوين الأعاصير فى العروض الوسطى. وتنساب الرياح هنا حول مراكز الأعاصير وتدور فى محيط يشبه الدائرة التامة الإستدارة،

وتعرف هذه الحركة الدائرية[1] للرياح باسم Vortex motion.

التغير اليومى فى سرعة الرياح Diurnal variation of wind speed

إذا أغفلنا الأثر الناتج عن العوامل المختلفة التى تؤثر فى إتجاه الرياح وسرعتها، لتبين أن هناك تغيراً يومياً -يكاد يكون شبه منتظم- فى سرعة الرياح. (شكل٢٥). فقد أوضحت نتائج الأبحاث المتيورولوجية بأن أعلى



(شكل٢٥) التغير اليومى فى سرعة الرياح فوق مدينة سان فرنسيسكو وفوق جبل تامالبيه على إرتفاع ٢٦٠٤قدم

سرعة للرياح تحدث عند بداية فترة الظهيرة، وأقل سرعة لها تسجل عند الساعات الأولى قبيل شروق الشمس. وكثيراً ما يشعر الفرد بشدة الرياح أثناء النهار، وخفتها نسبياً أثناء الليل (فى حالة عدم وجود إنخفاضات جوية). وتؤثر الرياح على حالة البحر الذى تقل إرتفاع أمواجه عادة خلال الفترة من غروب الشمس حتى بداية شروقها. ويرجع السبب

---

(١) Herbert Riehl, "Introduction to the atmospher", N. Y. (1972) P.183.

فى ذلك إلى أن سـرعـة الرياح تزداد مع إزدياد الإرتفـاع عن سطح البـحـر. فـأثناء النهار يعمل الهـواء الصـاعد (نتـيـجة لتسـخين سطح الأرض) على إستبدال الهواء وهبوط هواء بارد ليحـل محله، ويكاد يكون لكل من هذين النوعين من الهواء الصـاعد والهابط سرعة شـبه منتظمة(١). أمـا أثناء الليل فيصبح الهـواء الملامس لسطح الأرض أشد برودة وكثافة ووزنـاً عن الهواء الذى يقع فـوقه، ومن ثم يتبقى بالقـرب من سطح الأرض، ويتأثر مثل هذا الهـواء فى هذه الحـالة بفعل إحـتكاكه Friction مع سـطـح الأرض وبالتـالى تقل سـرعته.

وقد تنعكس هذه الصورة بالنسـبة للمناطق الجبلية المنعـزلة، حيث ينتج عن الأثر المحدود لاحتكاك الهواء لسطح الأرض أثناء النهار، إنتـقال الهـواء العلوى تحت تأثيـر الإضطرابـات الهـوائيـة Air trubulence وتهدأ الرياح نسـبياً خـلال فتـرة الظهيرة. أما أثناء الليل فإن الهواء السـاخن يقع فوق الهواء البارد، ويؤدى ذلك إلى زيادة سـرعة الرياح أثناء الليل.

ويوضح شكل (٢٥ أ، ب) الإخـتلاف اليومى (خلال ٢٤ساعة) لدرجة حـرارة مدينة سان فرنسـيسكو (على إرتفاع ٢٢٠قدم) وقمة جبل تامالبيه Mount Tamalpais (على إرتفـاع ٢٦٠٤قـدم) فى يوم مـن أيام شـهـر يناير (الشتاء) وفى يوم من أيام شهر يوليو (الصيف). ويتبين من دراسة شكل (٢٥أ) إنخفاض سـرعة الرياح فوق مـدينة سـان فرنسـيسكو (فى يوم من أيام شـهـر يناير) بحـيث لا تـزيد عن ٥مـيل/ السـاعـة من بداية شـروق الشـمس حتى السـاعة ١٢ظهراً وكذلك فيما بين السـاعة ١٨ حتى السـاعة٢٤ (أى بعد غروب الشـمس حتى قبيل شـروقـها فى اليـوم التـالى)، فى حين تزداد سـرعـة الرياح ويصبح لهـا قمة واضـحة فى فتـرة الظهيرة خـاصة من السـاعة ١٢حتى السـاعة ١٨.

---

(١) a--- Geiger, R., "The Climate near the ground", Harvard Univ. Press. Mass. (1957), P.84.

b--- Gordon, A., H., "Elements os dynamic meteorology", Princeton. N. J. (1962).

وتختلف الصورة عن ذلك تماماً بالنسبة لقمة جبل تامالبيه، حيث يدل منحنى سرعة الرياح اليومى على وجود إنخفاض واضح فى سرعة الرياح (تبلغ نحو ١٧ ميلاً/ الساعة) خلال ساعات النهار (الممتدة من الساعة ٩ صباحاً حتى الساعة ١٨ عند غروب الشمس) فى حين تزداد سرعة الرياح أثناء ساعات الليل، وتصل إلى نحو ٢١ ميلاً فى الساعة[١].

وفى يوم من أيام فصل الصيف (شكل ٢٥ب) يتبين أن المنحنى اليومى لسرعة الرياح فوق مدينة سان فرنسيسكو له قمة عظمى تبلغ أقصاها الساعة ١٦ (الرابعة بعد الظهر) وتصل سرعة الرياح إلى نحو ٢١ ميلاً/ الساعة، فى حين تنخفض سرعة الرياح عن ذلك فيما بعد غروب الشمس أى بعد الساعة ١٨، وكذلك أثناء النصف الأول من النهار (من الساعة ٤ حتى الساعة ١٢ ظهراً)، وتقل سرعة الرياح عن ٨ أميال/ الساعة.

أما بالنسبة لقمة جبل تامالبيه (فى نفس اليوم من أيام الصيف) فيتبين من دراسة المنحنى اليومى لسرعة الرياح أن هناك هبوطاً عميقاً فى سرعة الرياح أثناء النهار خاصة من الساعة السادسة صباحاً حتى الساعة الثامنة عشر (عند غروب الشمس) ويسجل أقل إنخفاض فى سرعة الرياح هنا حوالى الساعة ١٢ ظهراً حيث تصل إلى أقل من ٧ أميال/ الساعة. أما بعد غروب الشمس حتى قبيل الفجر، فتزداد سرعة الرياح وتبلغ أقصى سرعة لها عند الساعة ٢٢ (أى العاشرة ليلاً) حيث تصل إلى نحو ٢٣ ميلاً/ الساعة.

الدورة العامة للرياح:

تؤثر درجة حرارة الهواء فى تنوع مقدار الضغط الجوى، كما يؤثر نوع الضغط الجوى ومدى إنحداره فى إتجاه الرياح وإختلاف سرعتها على سطح الأرض. وقد سبقت الإشارة من قبل إلى أن مقدار الإشعاع الشمسى فى المناطق الإستوائية وتلك الواقعة فيما بين المدارين يعد مقداراً موجباً،

---

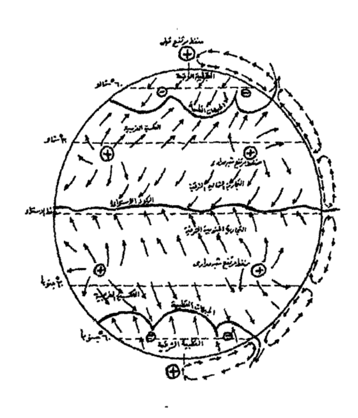
(١) Howard, J. Critchfield, "General Climatology", N. J. (1966)P. 86.

بمعنى أن الكمية المكتسبة من الحرارة فى هذه المناطق تعد أعلى من كمية الحرارة المفقودة. ومن ثم يتمثل فى هذه المناطق كميات كبيرة من الحرارة الكامنة Latent Heat، ويصعد الهواء الساخن المشبع ببخار الماء -فى المناطق الإستوائية وبوجه خاص عند المسطحات المائية الواسعة- إلى أعلى على شكل تيارات هوائية صاعدة. كما يحدث تبادل كتل هوائية بين مناطق ما بين المدارين وتلك التى تقع فيما ورائها وذلك خلال عمليات التوازن الحرارى للهواء الملامس لسطح الأرض(١). وإذا أغفلنا أثر العوامل التى تشكل درجة حرارة الهواء ونسبة رطوبته وإتجاه الرياح فيمكن أن نوجز صورة عامة لدورة الرياح فوق سطح الكرة الأرضية وذلك بقصد إيضاح العلاقات المتبادلة بين كل من الحرارة والضغط والرياح. (شكل٢٦).

فتبعاً لارتفاع حرارة الهواء طوال العام فى المناطق الإستوائية، يتجمع الهواء، ويصعد إلى أعلى Air converges and rises، ويخف وزن الهواء بالقرب من سطح الأرض، وتتكون مناطق من الضغط المنخفض الدائم طول العام، وتعرف هذه المناطق بعدة مسميات منها «الرهو الإستوائى» Doldrums و«الإنخفاض الإستوائى» Equatorial Low و«الحوض الإستوائى» Equatorial trough،و«نطاق التيارات الصاعدة الإستوائية أو ما بين المدارين» Belt of equatorial or intertropical convergenceوعند صعود الهواء إلى أعلى يتعرض للبرودة التدريجية خاصة فى الأجزاء العليا من طبقة التروبوسفير، وقد يتعرض لعلمليات التكاثف وتسقط الأمطار التصاعدية فى المناطق الإستوائية خاصة فيما بعد الظهيرة وطول الليل. أما بقية الهواء العلوى الصاعد فيزداد وزنه ويكمل دورانه فى الغلاف الجوى بنصفى الكرة الأرضية ويتعرض للهبوط عند دائرتى عرض٣٠° شمالاً وجنوبياً تقريباً. وتعرف هذه المناطق الأخيرة باسم

---

(١) a--- Kendrew: W. g., "The Climates of the continents", 5th edi, London (1961) P.84.
b--- Howard, J. Critchfield, "General Climatology", N. J. (1966)P.88-89.



(شكل٢٦) الدورة العامة للرياح

عروض الخيل The Horse Latitudes ويتمثل عندها مناطق من الضغط المرتفع الشتوى تبعاً لهبوط الهواء من أعلى إلى أسفل(١). وعند إقتراب الهواء الهابط من سطح الأرض عند هذه العروض يتشتت الهواء أفقياً، وتتكون الرياح التى تتجه بدورها نحو مراكز الضغط المنخفض. ويطلق على الرياح التى تتجه نحو مراكز الضغط المنخفض الإستوائى الدائم اسم «الرياح التجارية» وهى شمالية شرقية فى نصف الكرة الشمالى وجنوبية شرقية فى نصف الكرة الجنوبى. أما الرياح التى تتجه نحو مراكز الضغط المنخفض الفصلى فى العروض المعتدلة فتعرف باسم الرياح العكسية أو الغربية فى نصفى الكرة الأرضية. (شكل٢٧، وشكل٢٨).

وتنحرف الرياح التجارية الجنوبية الشرقية -عند مرورها الدائرة

(١) Trewartha, G. T., "An introduction to climate', N. Y. (1954) P.81.



(شكل ٢٧) الإتجاه العام للرياح على سطح الأرض

خلال فصل الصيف الشمالي (يوليو)



(شكل ٢٨) الإتجاه العام للرياح خلال فصل الشتاء الشمالي (يناير)

الإستوائية- على يمين إتجاهها فى نصف الكرة الشمالى (قانون فرل، وبحسب قوة كوريوليس) وتصبح رياحاً تجارية جنوبية غربية وتختلط مسالكها هنا مع الرياح الموسمية. كما تنحرف الرياح التجارية الشمالية الشرقية -عند مرورها الدائرة الإستوائية- على يسار إتجاهها فى نصف الكرة الجنوبى وتصبح رياحاً تجارية شمالية غربية(١).

أما الرياح العكسية الغربية فى نصفى الكرة الأرضية، فتنساب على شكل مجموعات متجاورة من الإنخفاضات الجوية متجهة صوب الجبهات القطبية Polar Fronts. ويلاحظ أن الإتجاه الغربى السائد لهذه الرياح العكسية إنما يعزى أيضاً إلى أثر قوة كوريوليس. وتتلاقى كل من الرياح الغربية Westerlies والرياح القطبية الشرقية Easterlies (التى تتكون عند المناطق القطبية تبعاً لهبوط الهواء البارد من أعلى إلى أسفل) عند مناطق الضغط المنخفض شبه القطبية Subpolar lows or polar fronts فيما بين دائرتى عرض ٤٥°-٥٥° شمالاً وجنوباً تقريباً. ويلاحظ هنا وجود إختلافات كبيرة فى الخصائص الطبيعية لكل من الرياح الآتية من المناطق شبه المدارية، وتلك الآتية من المناطق القطبية، وينجم عن تقابل الهواء الساخن بالآخر البارد، تكوين الإنخفاضات الجوية Depressions or Lows التى تصاحب الرياح العكسية وتنساب معها من الغرب إلى الشرق (راجع شكل٢٧ وشكل٢٨).

هذا وتجدر الإشارة إلى أن هذه الدورة العامة للرياح تتزحزح شمالاً بمقدار ٥-١٠درجات عرضية تبعاً لحركة الشمس الظاهرية وتعامدها على مدار السرطان خلال فصل الصيف الشمالى، وتتزحزح كل نطاقات هذه الرياح جنوباً بنفس المقدار السابق تبعاً لتعامد الشمس على مدار الجدى خلال فصل الصيف الجنوبى.

---

(١) a--- Byers, H. R., "General meteorology", Mc Graw-Hill, N. Y. 3rd edi. (1959) P.263.

b--- Hare, F. K., "The restless atmosohere", London, (1953).

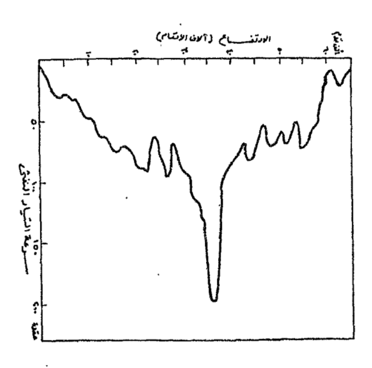
التيارات الهوائية العليا النفاثة: Jet Streams

لا تتوقف دراسة حركة الهواء فى الغلاف الجوى على الدورة العامة للرياح السطحية، بل ينبغى دراسة طبيعة حركة الهواء فى الطبقات العليا كذلك، وتتطلب هذه الدراسة الإهتمام باستخدام وسائل الرصد الجوى الحديثة مثل إستخدام الصواريخ والطائرات والبالونات المذيعة المزودة بالأجهزة المختلفة، واستخدام الرادار لتتبع حدوث الزوابع والأعاصير على شاشات التلفزيون الخاصة باستقبال بيانات الرصد الجوى فى الطبقات العلوية من الغلاف الجوى[1]. والتى تبثها أجهزة الأقمار الصناعية المناخية (المتيوسات). وتساهم هذه الدراسة فى معرفة الخصائص العامة لحركة الهواء فى طبقات الجو العليا وعلاقة ذلك بما يحدث له بالقرب من سطح الأرض.

وقد أكدت الدراسات المتيورولوجية الحديثة وجود تيارات هوائية على ارتفاعات عالية بطبقة التروبوبوز Tropopause وتقع نطاقاتها مسامتة لنطاقىّ الجبهات القطبية فى نصفى الكرة الأرضية وتتميز هذه التيارات الهوائية العالية بشدة سرعتها، وتحركها الدائم من الغرب إلى الشرق. وتبعاً لشدة سرعتها تعرف هذه التيارات باسم التيارات الهوائية العليا النفاثة Jet Streams[2]. وقد بلغت هذه التيارات الهوائية أقصى سرعة لها عند ارتفاع ٤٠ألف قدم من سطح البحر وتصل هنا إلى أكثر من ٢٠٠عقدة. (شكل٢٩). وقد تبين أن هذه التيارات تزداد قوتها وتشتد سرعتها خلال فصل الشتاء (الشتاء الشمالى بالنسبة للتيارات العليا فى الغلاف الجوى فى نصف الكرة الشمالى، والشتاء الجنوبى بالنسبة للتيارات الأخرى فى نصف الكرة الجنوبى). وتتكون هذه التيارات من عدة شعب متجاورة، تعرف الشعبة الوسطى الرئيسية منه -فى النصف الشمالى من الكرة

(١) a--- Howard, J. Critchfield, "General Climatology", N. J. (1966) P.91.
b--- Koeppe, C. E., "Weather and Climate", N. Y. Mc Graw- Hill (1958) P.74.

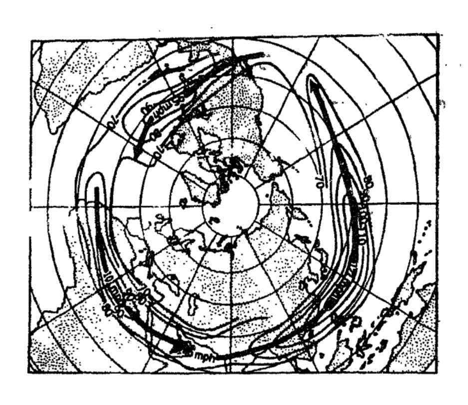
(٢) أول من أكد وجود هذه التيارات الهوائية العليا النفاثة هم رجال السلاح الجوى الأمريكى خلال الحرب العالمية الثانية، أثناء عمليات هجومهم الجوى فوق الجزر اليابانية على إرتفاع ٣٠ألف قدم وقدرت سرعة هذه التيارات حينئذ بنحو ٢٠٠-٣٠٠ميل/ساعة.



(شكل٢٩) إختلاف سرعة التيارات النفاثة العليا عند إرتفاعات مختلفة من سطح البحر

الأرضية- باسم تيارات فيرل الغربية Ferrel Westerlies (شكل ٣٠) وتبعاً لوقوع هذه التيارات النفاثة فى طبقة التروبوبوز وفوق نطاق منطقة الجبهات القطبية وعند تلاقى الكتل الهوائية القطبية بالكتل الهوائية شبه المدارية، يرجح بعض الباحثين بأن دراسة مثل هذه التيارات الهوائية العليا النفاثة فى طبقات الجو العليا، قد تساعد على تفهم حدوث الإضطرابات الجوية والأعاصير والإنخفاضات الجوية التى تحدث بالقرب من سطح الأرض.

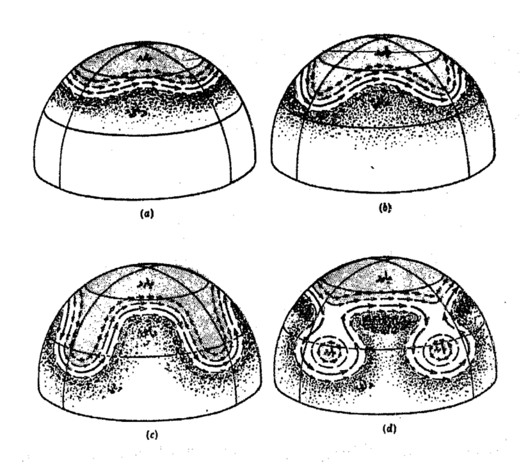
ويبلغ متوسط سمك الهواء فى هذه التيارات الهوائية العليا عدة آلاف من الأقدام، فى حين يتراوح إتساع التيار النفاث من ٣٠٠-٤٠٠ ميل. وتتراوح سرعة الشعبة الوسطى الرئيسية من هذا التيار النفاث العلوى من ٢٠٠-٣٠٠ عقدة. وتقل سرعة التيارات الهوائية النفاثة خلال فصلى الصيف الشمالى والجنوبى فى نصفى الكرة الأرضية.



(شكل ٣٠) التيارات النفاثة العليا (مجموعة فيرل الغربية) خلال شهر يناير بنصف الكرة الشمالى وعلى إرتفاع ٤٠,٠٠٠ قدم من سطح البحر، ومتوسط سرعتها ١٠٠ ميلاً فى الساعة.

ويوضح الأستاذ تريوارثا[١] Terwartha (1954) بأنه لا يوجد أى تغير فصلى فى مسالك أو إتجاهات الدورة العامة للتيارات النفاثة العلوية ،فقد تبين أن نظام مسالكها يكاد يكون ثابتاً طوال أيام السنة (على الرغم من تزحزح نطاقاتها شمالاً وجنوباً مع حركة الشمس الظاهرية). ولكن تبعاً لدوران هذه التيارات بشدة وبصورة مستمرة، فينبثق منها موجات هوائية، قد تنفصل عن التيارات النفاثة الرئيسية على مراحل تدريجية متعاقبة. وعند إنفصال هذه الموجات الهوائية تبدو الأخيرة على شكل مناطق هوائية عظمى كروية الحجم باردة الهواء. ويرجح البعض بأن هذه الكرات قد تكون هى المسئولة عن حدوث الإضطرابات الجوية السفلية فوق مناطق العروض المعتدلة الباردة. (شكل٣١).

(١) Trewartha, G. T., "An introduction to climate', N. Y. (1954) P.90.



(شكل ٣١) حركة التيارات النفاثة العليا، ومراحل تكوينها للتموجات الحلزونية الكروية الشكل، التى تنفصل عن التيارات النفاثة الرئيسية فى مراحل متعاقبة.

وفى نصف الكرة الجنوبى سجلت عمليات الرصد الجوى ونتائجها التى تبثها أقمار المتيوسات المناخية الصناعية فى الطبقات الجوية العليا حدوث التيارات الهوائية النفاثة فى طبقة التروبوبوز، وبوجه خاص فوق أعالى العروض شبه المدارية فوق كل من أمريكا الجنوبية وأستراليا وجزر نيوزيلنده ومن ثم تعرف هذه التيارات باسم التيارات النفاثة شبه المدارية[1] Subtropical Jet Streams. ولهذه التيارات الهوائية مسالك وإتجاهات تكاد تكون شبه ثابتة، وتحدث التيارات الهوائية بصورة مستمرة طوال أيام السنة، وقد سجلت أجهزة الرصد العلوية سرعة التيارات الهوائية النفاثة الممثلة فوق المحيط الهندى بنصف الكرة الجنوبى من ٣٠٠ عقدة. وتتجه هذه التيارات الهوائية العلوية فى إتجاه عام من الغرب إلى الشرق.

(1) Howard, J. Critchfield, "General Climatology", N. J. (1966) P.92.

وقد أكدت الدارسات المتيورولوجية الحديثة حدوث تيارات هوائية نفاثة أخرى فى طبقة الأستراتوسفير على إرتفاع ٥٠ ميلاً فوق المناطق القطبية الشمالية. ويزداد حدوث هذه التيارات الهوائية العليا فى ليالى فصل الشتاء الشمالى وتصل سرعتها إلى أكثر من ٣٣٠عقدة. وفى طبقة الأستراتوسفير فى نصف الكرة الجنوبى، رصدت تيارات هوائية نفاثة هائلة الحجم فوق العروض المدارية على إرتفاعات تصل إلى نحو ١٢ ميلاً فوق سطح الأرض، وبلغت سرعتها أكثر من ٣٠٠عقدة. وسميت هذه التيارات باسم تيارات كراكاتوا النفاثة الشرقية Krakatoa Easterlies، حيث حملت هذه التيارات الهوائية العلوية، غبار بركان كراكاتوا عند ثوراته عام ١٨٨٣ ، ودارت به حول الكرة الأرضية عدة مرات وذلك قبل أن يتساقط على سطح الأرض.

الفصل السابع

أنواع الرياح فوق سطح الأرض

الرياح الدائمة والرياح الموسمية والرياح المحلية

نتج عن حدوث عمليات التوازن الحرارى فى الغلاف الجوى وتنوع مقدار الضغط الجوى فيه من منطقة إلى أخرى، تكوين نظام دائم من الرياح تتحرك بالقرب من سطح الأرض وتنتقل من مراكز الضغط المرتفع إلى مراكز الضغط المنخفض، وتتمثل فى الرياح التجارية The Trades والرياح العكسية أو الغربية The Westerlies والرياح القطبية The Polar Winds. وحيث أن هبوب هذه الرياح جميعاً يعد هبوباً منتظماً (تبعاً لتأثر نظام هبوبها بالنطاقات الحرارية ومناطق الضغط الجوى المختلفة) خلال فترات السنة فتعرف هذه المجموعة من الرياح باسم «الرياح الدائمة». هذا إلى جانب تكوين مجموعة أخرى من الرياح تعرف باسم «الرياح الموسمية». تبعاً لهبوبها خلال مواسم معينة من السنة وترتبط إتجاهاتها ونظام هبوبها بمدى تغير مراكز الضغط الجوى المختلفة من فصل إلى آخر ومن مكان إلى آخر على سطح الأرض. وهناك مجموعة ثالثة من الرياح تعرف باسم «الرياح المحلية» حيث إن تأثيرها يقتصر على مساحات محددة من سطح الأرض، كما أنها تهب خلال فترة زمنية وقتية قصيرة نسبياً وبصورة متقطعة. وترتبط نشأة هذه المجموعة الثالثة من الرياح كذلك بتنوع مراكز الضغط الجوى المحلى والتى تختلف خصائصها من وقت إلى آخر بسبب ظروف نشأتها، وللرياح المحلية أسماء محلية متعددة. وفيما يلى حديث موجز عن أنواع هذه الرياح وخصائصها العامة.

«أولاً» الرياح الدائمة

(١) الرياح التجارية:

عرفت الرياح التجارية بهذا الإسم منذ العصور الوسطى، وقبل إختراع الآلة البخارية، حيث كانت السفن التى تعبر المحيطات سفناً شراعية وتعتمد على الرياح فى تيسيرها. وقد كانت هذه السفن تصادف صعوبات شديدة عند عبورها المسطحات المائية الإستوائية (تبعاً لصعود الهواء) تعرقل من سيرها، ولكن بمجرد خروج السفن من نطاق دائرة الرهو الإستوائى، تتعرض للرياح وتساعدها الأخيرة على تحركها بسهولة. ومن ثم أطلق البحارة على هذه الرياح إسم «الرياح التجارية» The Trades.

ومنذ بداية الحرب العالمية الثانية إهتمت محطات الأرصاد الجوية بجمع بيانات تفصيلية عن أنواع الرياح التى تتمثل فى العروض المدارية ومعرفة خصائص مناطق الرهو الإستوائى. وقد اكدت هذه البيانات بأن الإتجاه السائد للرياح التجارية فى العروض المدارية هو الإتجاه الجنوبى الشرقى فى نصف الكرة الجنوبى، والإتجاه الشمالى الشرقى فى نصف الكرة الشمالى. وإن المتوسط السنوى لاتجاه الرياح التجارية فى نصف الكرة الجنوبى هو ١٣٥°[١] وإن المتوسط السنوى لسرعتها ٦,٥٥ متراً/ الثانية ودرجة سرعتها بحسب مقياس بيوفورت نحو ٤,٠٧، ويظهر ذلك فى الجدول الآتى الذى يوضح إتجاه الرياح التجارية الجنوبية الشرقية ومتوسط سرعتها فى العروض المدارية(فيمابين ١٠°—٢٠° جنوباً) بالمحيط الهادى[٢].

وتنساب الرياح التجارية من مناطق الضغط المرتفع فوق منطقة مدار السرطان فى نصف الكرة الشمالى وفوق منطقة مدار الجدى فى نصف الكرة الجنوبى وتتجه نحو منطقة الضغط المنخفض الإستوائى الدائم

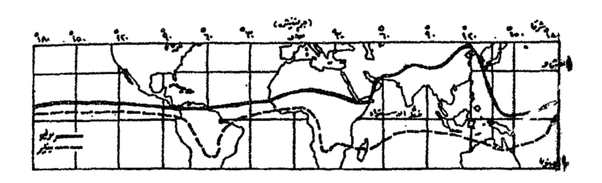
---

(١) على أساس أن الإتجاه الشمالى يساوى صفر أو ٣٦٠° والإتجاه الشرقى ٩٠° والإتجاه الجنوبى ١٨٠° والإتجاه الغربى ٢٧٠°.

(١) Trewartha, G. T., "An Introduction to Climate", N. Y. (1954) P.76.

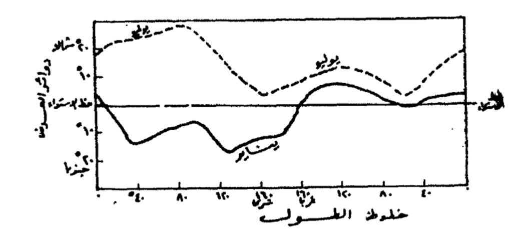
خصائص الرياح التجارية	يناير	فبراير	مارس	ابريل	مايو	يونيو	يوليو	أغسطس	سبتمبر	أكتوبر	نوفمبر	ديسمبر	المتوسط السنوي
إتجاه الرياح بالدرجات	١٣٣	١١١	١٢٨	١٢٦	١٣٧	١٤٧	١٤٣	١٤٧	١٤٠	١٣٣	١٢٩	١٣٤	١٣٥
السرعة (مقياس بيوفورت)	٣ر٦	٢ر٨	٢ر٨	٣ر٨	٤ر١	٣ر٩	٤ر٨	٤ر٧	٤ر٧	٤ر٦	٤ر٢	٤ر١	٤ر٠
السرعة (متر / الثانية)	٥ر٦	٤ر٣	٤ر٠	٦ر١	٦ر٦	٦ر٣	٨ر٢	٧ر٩	٨ر٠	٧ر٧	٦ر٩	٦ر٦	٥ر٦

(منطقة الرهو الإستوائى) وتحل هذه الرياح محل الهواء الصاعد عند هذه المنطقة. (شكل٣٢).



(شكل٣٢) مناطق التيارات الهوائية الصاعدة فيما بين المدارين وتزحزحهما شمالاً وجنوباً مع حركة الشمس الظاهرية.

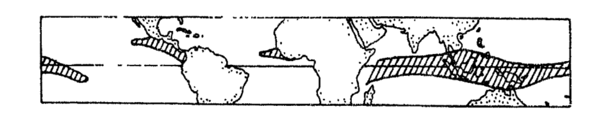
وتتزحزح أبعاد هذه المنطقة مع حركة الشمس الظاهرية فيما بين المدارين ومن ثم تؤثر فى حركة وإتجاهات الرياح التجارية، وفى أى حالة من حالات تعامد الشمس على دوائر العرض المختلفة تبعاً لحركتها الظاهرية فإن معظم نطاقات منطقة الركود الإستوائى تقع إلى الشمال من الدائرة الإستوائية نفسها (شكل٣٣) وقد إعتقد بعض الباحثين بأن هذه المنطقة



(شكل ٣٣) قطاع يوضح تزحزح منطقة الركود الإستوائى ووقوع القسم الأكبر منها شمالاً من الدائرة الإستوائية.

الأخيرة تشكل كل نطاق الدائرة الإستوائية وما يجاورها وأن نطاق الرهو الإستوائى فى هذه الحالة يعد نطاقاً متصل الأجزاء. ولكن أكدت نتائج الدراسات المتيورولوجية الحديثة بأن نطاق الرهو الإستوائى (حيث يصعد الهواء إلى أعلى باستمرار، وتتميز بتكوين السحب الركامية وسقوط الأمطار التصاعدية، وكثرة حدوث عواصف الرعد والبرق) لا يتمثل فوق كل النطاق الإستوائى فى العالم، كما تختلف خصائص نطاق الرهو الإستوائى -فى مناطق نشأته- من فصل إلى أخر[١]. ويتركز نشوء مناطق الرهو الإستوائى فى ثلاث مناطق رئيسية تتمثل فيما يلى:

أ- المسطحات المائية الإستوائية بالمحيط الهندى وبالقسم الغربى من المحيط الهادى، ويمتد هذا النطاق من خط طول ١٨٠° شرقاً حتى الساحل الشرقى بقارة أفريقيا ، ويتمثل على طول الدائرة الإستوائية وما يجاورها. ويبلغ طول هذه المسافة حوالى ١٠ ميل، اى أكثر من ١/٣ محيط الكرة الأرضية ويؤثر هذا النطاق الذى يعرف باسم منطقة الركود الهندية -الباسيفيكية. Indo-Pacific doldrums فى مناخ مساحة واسعة من سطح الكرة الأرضية تصل إلى نحو ١ مليون ميل مربع.

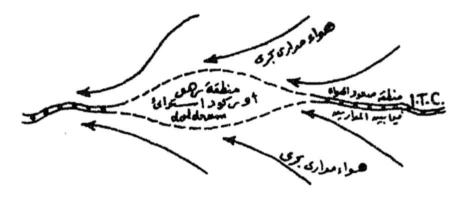


(شكل ٣٤) النطاقات الرئيسية للرهو الإستوائى

ب- المسطحات المائية الإستوائية حول ساحل غرب أفريقيا، وتمتد منطقة الرهو الإستوائى هنا إلى الشمال من الدائرة الإستوائية بخلاف الحال فى منطقة الرهو أو الركود الهندية -الباسيفيكية التى تتمثل فوق

(١) Crowe, P. R., "Wind and Weather in the Equatorial Zone", Inst. Brit-Geog. Trans. and Papers, vol.71 (1951) P.21-76.

منطقة الدائرة الإستوائية نفسها. ويعد نطاق الرهو الإستوائى لساحل غانه وغرب أفريقيا لساناً صغيراً من الهواء الصاعد. (شكل٣٥) ويقل اثره المناخى كلما إتجهنا إلى الغرب من ساحل غانه ويختفى هذا النطاق فوق المياه الإستوائية بالقسم الأوسط من المحيط الأطلسى(١).



(شكل٣٥) كيفية تكوين منطقة الرهو الإستوائى

على شكل لسان هوائى داخل نطاق مناطق صعود الهواء فيما بين المدارين

جـ- المسطحات المائية شبه الإستوائية بالقرب من الساحل الغربى لأمريكا الوسطى وهو نطاق محدود الإتساع، يتأثر بالتيارات الهوائية الإستوائية الصاعدة، وتشبه خصائصه العامة تلك التى تتمثل فى نطاق الرهو بساحل غانه الإفريقى. ويلاحظ أن نطاق الرهو الإستوائى للساحل الغربى لأمريكا الوسطى (فى المحيط الهادى) يقع إلى الشمال من الدائرة الإستوائية. ويعزى ذلك إلى ان حرارة الهواء الملامس لسطح المياه فى المحيط الهادى الشمالى -وكذلك حرارة المياه نفسها- أعلى منها فى المحيط الهادى الجنوبى(٢).

وعند عبور الرياح التجارية الجنوبية الشرقية الدائرة الإستوائية تنحرف -كما سبقت الإشارة من قبل- على يمين إتجاهها فى نصف لكرة الشمالى وتصبح رياحاً تجارية جنوبية غربية. أما الرياح التجارية الشمالية

(١) a--- Trewartha, G. T., "An Introduction to Climate", N. Y. (1954) P.78.
b--- Miller, A. A., "Climatology", London (1953). P.82.

(٢) د. حسن أبو العينين «جغرافية البحار والمحيطات» بيروت - الطبعة الثالثة (١٩٧٩). والطبعة التاسعة- الإسكندرية (١٩٩٦)

الشـرقـيـة فـإنه عند عـبـورها هذه الدائـرة تنحـرف هى الأخـرى على يسـار اتجاهـها فى نصـف الـكرة الجنوبى وتصـبح ريـاحاً تجارية شمـالية غربيـة. وعلى ذلك يلاحـظ أن الرياح التـجـارية الجنوبيـة الغـربيـة (فـى نصف الكرة الشمـالى) تـختلط مسـالكها مع الرياح الموسمية (التى يعظم تكوينها خلال فصل الصـيف الشمـالى بفعل التيارات الهوائية الصاعدة)، ويمتد نطاق هذه الرياح التجارية الغـربية فيما بين نطاقى الهواء الصاعـد الشمـالى والجنوبى فيما بين المدارية. Northen and Southern Intertropical Convergences .(N.I.T.C and S.I.T.C.)

وتؤكـد الأبحـاث المتيـورولـوجيـة بـأن النطاق الرئيـسـى لـهـذه الرياح التجـارية الجنوبية الغـربيـة يقتصـر على بعـض المناطق شبه الإستـوائية فـى نصـف الكـرة الشـرقـى وفـوق بعـض المنـاطق المدارية من أواسـط أفـريقـيـا، وجنوب شـرق أسـيـا، وشـمـال أسـتـراليـا، فـى حين يكون تأثـيرها ضـعيـفاً فـى المناطق شبه الإسـتوائية بنصـف الكـرة الغربى.

وقد أوضـحـت نتائج الدراسـات المتيورولوجية بأن هـواء الرياح التجارية المخـتلفة لا يعـد مـتـجـانسـاً مـن حـيـث الخـصـائـص الطـبـيـعـيـة. فـقـد تبين بأر الرياح التجـارية الجنوبية الغربية التى تتجه نحو الشمـال الـشـرقـى (بعد ار تعبـر الدائرة الإستوائية) وتقـتـرب من مـناطق الضـغط المرتفـع شـبه المدارى. تكون هنا قـليلة الرطوبة (بعـد سـقـوطهـا للأمطار، وتبـعـاً لـهـبـوط الـهـواء وتشـتـتـه بالقـرب من سطح الأرض عند مـدار السـرطان Air subsidence، and divergences. وكثـيراً ما يميز البـاحثون هـواء الرياح التـجـارية فى هذه الحالة علـى أنه كتل هـوائية مدارية. أما الرياح الـتجارية الشـمـاليـة الشـرقـيـة والتى تتـجـه جنوبـاً صـوب الدائرة الإسـتـوائيـة، وتعـبـر مـسـطحـات مـائيـة واسـعـة، تتـمـيـز بارتـفـاع درجـة حـرارة الهواء وارتفـاع نسـبـة الـرطوبة فيـه. وينجم عن تلاقـى كل مـن الرياح التـجارية المختلفة فى نصـفى الكرة الأرضية تكوين الأعـاصـيـر المدارية Tropical cyclones والهـريكين Hurricanes، بل واضـداد الأعاصـيـر كـذلك Anticyclones، خـاصـة فى القـسـم الغـربى من

المسطحات المائية المحيطية فيما بين المدارين[1]. وعلى ذلك تختلف الخصائص الطبيعية العامة للرياح التجارية تبعاً لمناطق نشوء أضداد الأعاصير شبه المدارية Subtropical anticyclones. فعلى الجانب الشرقى من مناطق أضداد الأعاصير المدارية، تكون الرياح التجارية قليلة الرطوبة (حيث يكون الهواء هابطاً بشدة، ويكون الضغط الجوى مرتفعاً)، أما على الجانب الغربى لمناطق حدوث أضداد الأعاصير، فيكون الهواء الهابط محدود الأثر، ومن ثم قد تتكون الأعاصير، وتكون الرياح مرتفعة الرطوبة.

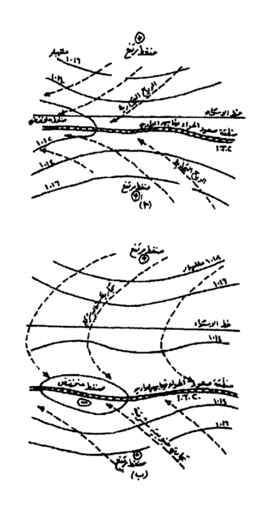
وقد تعددت آراء الباحثين حول ما يتعلق بإمكانية تكوين «جبهات» Fronts عند الدائرة الإستوائية وما حولها كمثل الجبهات شبه القطبية التى تتكون عند مناطق الضغط المنخفض فى العروض المعتدلة. فيرجح البعض تكوين جبهات إستوائية تبعاً لتلاقى كتل هوائية متنوعة، تختلف فيما بينها من حيث خصائصها الطبيعية (خاصة درجة الحرارة ونسبة الرطوبة). فى حين يعتقد البعض الآخر بأنه عند وصول الرياحات المختلفة الدائرة الإستوائية، تتأثر بفعل الإشعاع الشديد، ويصعد الهواء الساخن (مهما كان مصدره) إلى أعلى وتتكون مناطق الرهو الإستوائى.

وتختلف إتجاهات الرياح التجارية وكيفية تقابل بعضها مع البعض الآخر تبعاً لموقع منطقة الهواء الصاعد الإستوائى فيما بين المدارين Inter-tropical Convergence (I.T.C.)، وذلك يتوقف على قوة الإشعاع الشمسى التى تتباين من منطقة إلى أخرى تبعاً لحركة الشمس الظاهرية، وأوقات تعامدها على مدار السرطان فى فصل الصيف الشمالى، ومدار الجدى فى فصل الصيف الجنوبى. وفى حالة وقوع منطقة الهواء الصاعد فيما بين المدارين أو الإستوائى (I.T.C.) قريبة من المنطقة الإستوائية، تتلاقى عندها الرياح التجارية بحيث تكون شمالية شرقية (شمال الدائرة الإستوائية) وجنوبية شرقية (جنوب الدائرة الإستوائية). وفى بعض الأحيان تتجه الرياح التجارية بحيث تكون موازية للدائرة الإستوائية

---

(١) Trewartha, G. T., "An Introduction to Climate", N. Y. (1954) P.77.

نفسـهـا وذلك قبل أن تتـعـرض للأنحـراف عند عـبـورها هـذه الدائرة (شكل٣٦أ) أما إذا كانت منطقة الهواء الصاعد الإستوائى (.I.T.C) تقع إلى الجنوب من الدائرة الإستـوائية أو إلى الشـمـال منها بمسـافـات بعـيـدة (شكل٣٦ب)، فإن الرياح التجارية يتقابل بعضها مع البـعض الآخر بعد أن



(شكل ٣٦) توزيع إتجاه الرياح التجارية والضغط الجوى فى حالة:

أ- عندما تقع مناطق صعود الهواء المدارى I.T.C بالقرب من خط الإستواء.

ب- عندما تقع مناطق صعود الهواء المدارى I.T.C إلى الجنوب من خط الإستواء.

يتعـرض قـسـم منها لعمـلية الإنحـراف، ومن ثم تصـبح الرياح التجارية الشـمـالية الشـرقية رياحاً شـمـالية غـربية، وتصطدم بالرياح التـجـارية الجنوبية الشرقية جنوب الدائرة الإستوائية

(٢) الرياح العكسية أو الغربية:

يتعرض الهواء العلوى إلى الهبوط Air subsidence عند مناطق عروض الخيل، وتتمركز هنا مناطق الضغط المرتفع المدارى. وعندما يقترب الهواء الهابط من سطح الأرض يتشتت divrge، وينساب على شكل رياح سطحية يتجه بعضها نحو مراكز الرهو الإستوائى وتعرف باسم الرياح التجارية أو الشرقية، The Easterlies، فى حين ينساب بعضها الآخر فى إتجاه مضاد لهذه الرياح السابقة وتتجه نحو مراكز الضغط المنخفض شبه القطبى فى العروض المعتدلة الباردة فى نصفى الكرة الأرضية وتعرف باسم الرياح العكسية أو الغربية The Westerlies.

ويلاحظ أن حدود نطاق الضغط المنخفض شبه القطبى يختلف من مكان إلى آخر، كما يختلف إمتداده من فصل إلى آخر. ومن ثم يرسم هذا النطاق فوق خرائط الطقس على شكل أقواس منحنية. وتتميز الرياح الغربية بأنها ليست رياحاً شديدة عاصفة، كما أنها ليست خفيفة هادئة بل يغلب عليها الإعتدال فى سرعتها وفى قوتها معظم أوقات هبوبها. وتتراوح معدل درجات سرعتها بحسب مقياس بيوفورت من ٣إلى٧ أى تتراوح سرعتها من نوع الرياح الهادئة Gentle breeze إلى نوع الرياح العالية Moderate gales. ولكن يصاحب هذه الرياح بين الحين والآخر، الإنخفاضات الجوية Depressions وهذه الأخيرة تكون سبباً فى نشوء الرياح الهوجائية الشديدة Strong gales والعواصف المدمرة Storms (تتراوح سرعة الرياح هنا من ٩-١١ بحسب مقياس بيوفورت). وتقل نسبة الهدوء فى هذه الرياح، بخلاف الحال فى الرياح التجارية التى قد يظل الهواء فيها هادئاً لفترات وقتية طويلة. وعلى ذلك تبدو نسبة الهدوء الممثلة فى وردات الرياح العكسية (الغربية) محدودة جداً.. وقد لا تتعدى هذه النسبة ٥ ٪ بالنسبة للرياح العكسية فوق أجزاء متفرقة من حوض البحر المتوسط. ويرجع ذلك إلى أن كلاً من الجبهات والعواصف Fronts and

Storms (أو بمعنى أخر الأعاصير Cyclones وأضدادها Anti-cyclones) تهب من الغرب إلى الشرق مع نفس مسالك الرياح العكسية أو الغربية(١).

وفى نصف الكرة الجنوبى خاصة فيما بين دائرتى عرض ٤٠°-٦٥°جنوباً يكاد يختفى اليابس ويزداد إتساع المسطحات المائية. ومن ثم يمكن ملاحظة تأثير الرياح الغربية على كل من التغيرات الطقسية وعلى حالة البحر عند هذه العروض. وقد تبين أن الرياح الغربية فوق المسطحات المائية عند هذه العروض فى نصف الكرة الجنوبى تتميز بشدتها وسرعتها سواء أكان ذلك خلال فصل الصيف أو فصل الشتاء. وعند نطاق دائرة عرض ٤٠°جنوباً يطلق الملاحون على الرياح الغربية هنا إسم «الأربعينات المزمجرة» Roaring Forties وعند دائرة عرض ٥٠°جنوباً تعرف باسم «الخمسينات الثائرة» Furious Fifties وعند دائرة عرض ٦٠°جنوباً تعرف باسم «الستينات الصارخة»(٢) Shrieking sixties. وبالقرب من رأس هورن Cape Horn عند الطرف الجنوبى لقارة أمريكا الجنوبية (دائرة عرض ٥٥°جنوبا) تجعل هذه الرياح الغربية العنيفة محاولة الملاحة البحرية حول الرأس البحرى الجنوبى لقارة أمريكا الجنوبية أمراً خطراً بل تكاد تكون شبه مستحيلة فى بعض الأحيان(٣). فيتمثل عند هذا الموقع الأخير مراكز نشوء الهوجاء الشديدة التى تتخذ مسالكها الإتجاه الشرقى مع الرياح الغربية ويتوالى حدوث الواحدة منها بعد الأخرى، ولا يفصل بين كل هوجاء وأخرى سوى فترة وقتية قصيرة تهب فيها الرياح المعتدلة lulls. ويسود فى هذه المنطقة الطقس البارد غير المستقر Chilly Weather وتظهر السماء ملبدة بالغيوم Cloudy Skies، ويزداد إرتفاع أمواج البحر خاصة حول جزر لوس استادوس Los Estados وتبدو هذه الأمواج وكإنها جبال بحرية Mountainous Seas.

---

(١) Trewartha, G. T., "An Introduction to Climate", N. Y. (1954) P.83-84.

(٢) أ- المرجع السابق: ص٨٣.

ب- د. على على البنا «الجغرافية المناخية والنباتية» بيروت ١٩٦٨.

(٣) Howard, J. T., "An Introduction to Climate", N. Y. (1954) P.84.

ويوضح الجدول الآتى الإتجاه السائد للرياح الغربية خلال أشهر السنة (بالدرجات) ومتوسط سرعة الرياح وإتجاهها فوق المحيط الهادى فى نصف الكرة الجنوبى، فيما بين ٣٥-٤٥ جنوباً، ٧٠-٨٠ شرقاً. (يلاحظ أن أنواع الرياح قد صنفت فى هذا الجدول تبعاً لمقياس بيوفورت، وإن العدد الشهرى لكل نوع منها هو من جملة رصد ١٠,٠٠٠ حالة للرياح)[١].

بيانات الرياح	يناير	فبراير	مارس	ابريل	مايو	يونيو	يوليو	اغسطس	سبتمبر	اكتوبر	نوفمبر	ديسمبر
إتجاه الرياح (بالدرجات)	٣٣١	٣١١	٢٩٤	٣٠٤	٢٨٤	٢٨١	٢٨٨	٢٨٥	٢٨٣	٢٨٦	٢٩٤	٣٠٨
رياح خفيفة (١)	١٤٠٠	١٣٧٧	٨٤١	١١٨٩	٥٣١	٤٢٣	٣١١	٤٩٨	٤٦٢	٦٠٥	٣٩٨	٧٥١
رياح معتدلة (٤)	٥٩٧٧	٥٣٦٣	٥٢٦٣	٤٩٨٢	٤٣٠٩	٣٦٩٧	٣٠٧٣	٣٧٤١	٣٣٠٧	٤٠٣٦	٤٧٣٣	٥٦٠٩
رياح قوية (٦)	٢٠٨١	٣٤٢٠	٣٧٧٩	٢٤٥٧	٣٣٩٣	٣٣٠٨	٣٦٤٠	٣٦٣١	٣٦٣٢	٣٦١٨	٣١٠٦	٣٧٦٦
عواصف (١١)	٤٠٣	٦١٧	٩٢٨	١٢١٧	١٧٦٤	٢٥١٠	٢٨٨١	٣٢٠٣	٢٥٨٦	١٧٤٣	١٢٤٦	٧٩٠
هريكين (١٢)	١٣	٣٥	٣٩	٢٨	١٢٥	١٨١	١٩٩	١٠٦	١٦٥	١١٠	٦٥	٣٧
حالة السكون (صفر)	١٤٤	٣٢٨	١٨٩	١٥٥	١٠٣	٦٢	٩٥	١١٧	١١٣	٥٧	١٢٧	٨٤

(١) Trewartha, G. T., "An Introduction to Climate", N. Y. (1954) P.83-84.

ومن دراسة هذا الجدول يلاحظ أن الإتجاه السائد للرياح هو الإتجاه الغربى والإتجاه الشمالى الغربى وأن معظم الرياح من نوع الرياح المعتدلة(٤) والقوية (٦) بحسب مقياس بيوفورت. كما يصاحب هذه الرياح كذلك حدوث العواصف والهريكين وتقل نسبة سكون الرياح عن ١٢٪. ويتبين أن الرياح القوية والعواصف والهريكين يزداد حدوثها خلال شهرى يونيو ويوليو (فصل الشتاءالجنوبى) فوق هذا القسم من المحيط الهندى.

أما الرياح الغربية فى نصف الكرة الشمالى، فتتأثر خصائصها هنا تبعاً لتنوع التوزيع الجغرافى بين اليابس والماء وتبعاً للاتساع النسبى لليابس فى هذا القسم أكثر منه فى نصف الكرة الجنوبى. ومن ثم يبدو نظام الرياح الغربية فى نصف الكرة الشمالى أكثر تعقيداً منه فى نصف الكرة الجنوبى كما أن الرياح الغربية تعد أقل قسوة وضراوة فى فصل الصيف عنها فى فصل الشتاء.

ويتبن من بيانات الرصد الجوى للرياح الغربية فى نصف الكرة الشمالى خلال فصل الصيف، بأن هذه الرياح تهب على شكل نسيم معتدل وعليل Fresh breeze، وإنها تهب من عدة إتجاهات مختلفة، وتكاد تتساوى نسب هذه الاتجاهات على وردات الرياح الصيفية. أما فى فصل الشتاء، فتشبه الرياح الغربية هنا مثيلتها فى نصف الكرة الجنوبى، وتهب فى كثير من الأوقات على شكل رياح هوجاء عنيفة Strong and biosterous ويغلب على مسالكها الإتجاه الغربى. وتتجه هذه الرياح بشدة صوب مراكز الضغط المنخفض شبه القطبية الباردة Cold subpolar troughs. ولما كانت هذه المناطق الأخيرة تعد مناطق إلتقاء الكتل الهوائية الباردة الآتية من الشمال مع الكتل الهوائية الدفيئة نسبياً الآتية من الجنوب، فإنه يتكون هنا خط من الجبهات متعرج ومقوس الشكل ويكثر عنده حدوث الأعاصير وأضدادها. ويؤكد الأستاذ تريوارثا[1] Trewartha بأن هذا النطاق الأخير يتميز بالطقس المتنوع Variable Weather،

(١) Trewartha, G. T., "An Introduction to Climate", N. Y. (1954) P.85.

والعواصف الشديدة Strong وذلك بصورة أشد من تلك التى تتمثل عند مناطق إلتقاء الرياح التجارية المختلفة (الشمالية الشرقية مع الجنوبية الغربية فى نصف الكرة الشمالى) فى العروض المدارية.

(٣) الرياح القطبية:

تقل عدد محطات الرصد الجوى فى المناطق القطبية، عنها بالنسبة لأى مناطق أخرى من العالم. وعلى ذلك فإن المعلومات المتيورولوجية الخاصة بدورة الرياح القطبية السطحية Surface Circulation لا تزال فى حاجة إلى المزيد من التفاصيل حتى الوقت الحاضر. وإذا كان بعض الباحثين يؤكد بأن الاتجاه العام لهذه الرياح القطبية هو الاتجاه الشرقى، وعرفت الرياح باسم الرياح القطبية الشرقية Polar Easterlies فإن بعضهم الآخر يشكك فى صحة هذا الإتجاه الشرقى السائد لهذه الرياح. وفوق خرائط مكتب الطقس الأمريكى U.S Weather Bureau يتضح أن الاتجاه السائد للرياح القطبية فيما بين دائرة عرض ٦٥° شمالاً وحتى القطب الشمالى، هو الإتجاه الشرقى. فى حين نلاحظ أن الإتجاه السائد لهذه الرياح عند نفس دوائر العرض فوق خرائط الطقس الروسية، هو الإتجاه الغربى.

وعلى أى حال، فإن الرياح القطبية تتجه من مراكز الضغط الجوى المرتفع عند القطبين (الشمالى والجنوبى فى نصفى الكرة الأرضية) تبعاً لهبوط الهواء البارد عند هذه المناطق، إلى مراكز الضغط المنخفض عند العروض المعتدلة الباردة ونحو مراكز تكوين الجبهات شبه القطبية فى نصفى الكرة الأرضية. ونظراً لقلة اتساع اليابس فى نصف الكرة الجنوبى، عند هذه العروض، فمن النادر وجود محطات للرصد الجوى للرياح القطبية، ومع ذلك اهتمت الدول باقامة مثل هذه المراصد فوق بعض أجزاء من القارة القطبية الجنوبية، وكذلك عند الطرف الجنوبى لقارة أمريكا الجنوبية، وبالجزيرة الجنوبية من نيوزيلند. وتظهر مؤثرات الرياح القطبية فى مناخ مناطق شمال أوراسيا وشمال أمريكا الشمالية وجزيرة جرينلند.

«ثانياً» الرياح الموسمية

يدل تعبير «رياح موسمية» Monsoons بمعناه العام على أى نوع من الرياح تهب فوق أى منطقة من سطح الأرض خلال مواسم معينة من مواسم السنة أما تعبير «رياح موسمية» بمعناه الخاص، فقد حدده الأستاذ ماثيوفونتين مورى[1] Maury, M. F., (1855 P.474) بأنه يدل على الرياح التى تهب فى إتجاه محدد خلال النصف الأول من العام ثم تهب فى إتجاه مضاد لهذا الإتجاه السابق خلال النصف الثانى من العام. وقد استخدم الكتاب تعبير «الرياح الموسمية» ليدل بوجه خاص على الرياح الشمالية الشرقية التى تهب على البحر العربى خلال الفترة من أكتوبر إلى أبريل، وعلى الرياح الجنوبية الغربية التى تهب عليه خلال الفترة من إبريل إلى أكتوبر. وإذا إعتبرنا أن إصطلاح «رياح موسمية» يستخدم ليدل على المناطق التى تعرض لرياح موسمية (فصلية) تهب فى إتجاهات مضادة Seasonal Wind reversal خلال فترات مختلفة من السنة لتبين أن هناك أجزاء أخرى من سطح الأرض يمكن أن ينطبق هذا الإصطلاح على نظام هبوب الرياح فيها ومن بينها الآتى:

أ- المناطق الانتقالية التى تقع بين نطاق الرياح الشرقية القطبية ونطاق الرياح الغربية، أى عند مناطق جبهات الضغط المنخفض شبه القطبى خاصة عند السكا وشمال غرب كندا وخليج هدسن والنرويج والبحر الأبيض الروسى وشمال سيبيريا. فيلاحظ أن كل هذه المناطق تتعرض لرياح فصلية (موسمية) ذات إتجاهات معينة خلال القسم الأول من العام، ثم تتعرض لرياح أخرى ذات أتجاه مضاد للرياح الأولى خلال النصف الثانى من العام.

ب- المناطق شبه المدارية فيما بين نطاق هبوب الرياح الغربية والرياح

---

(١) Maury, M. F., "The Physical Geography of the sea", London (1855) P.474.
هذا وإن تعبير "Monsoon" المستخدم فى اللغة الإنجليزية اليوم مستمد من الكلمة العربية «موسم» Mausim.

التجارية الشرقية المدارية، خاصة فى مناطق كاليفورنيا وخليج المكسيك وتكساس وجنوب افريقيا وجنوب أستراليا.

ومن ثم أوضح الكتاب أن تعبير «رياح موسمية» ينبغى أن يدل على هبوب رياح معينة فى مواسم معينة من السنة ذات إتجاهات مضادة أى يختلف إتجاه الرياح من فصل إلى آخر، وإن السبب الرئيسى فى نشأة هذه الرياح لابد أن يرجع إلى الإختلافات الحرارية الفصلية بين كل من حرارة الهواء الملامس لليابس وذلك الملامس للمسطحات المائية المجاورة(١).

"Seasonal differential heating of extensive land and water surfaces"

وقد أكدت الدراسات المناخية الحديثة بأن «الرياح الموسمية» ما هى إلا مظهراً من مظاهر الاختلاف الحرارى الفصلى بين كل من اليابس والمسطحات المائية المجاورة، وأثر ذلك فى حدوث نظام هائل من التيارات الصاعدة(١).

"Monsoons are a system of winds is simply a convectional system on a gigantic scale"

فخلال فصل الصيف (الصيف الشمالى، والصيف الجنوبى) ترتفع حرارة الهواء الملامس لسطح اليابس المتسع فى العروض المدارية بدرجة أكبر منه فوق السطحات المائية المجاورة، وعلى ذلك يصعد هواء اليابس الساخن إلى أعلى وتتكون مناطق عميقة من الضغط المنخفض الفصلى تتجه إليها رياح «موسمية» آتية من فوق المسطحات المائية والتى يتمركز فوقها مناطق من الضغط المرتفع النسبى. وتبعاً لارتفاع نسبة الرطوبة فى الرياح الموسمية (التى تهب من المسطحات المائية نحو اليابس) تسقط

(١) a--- Trewartha, G. T., "An Introduction to Climate", N. Y., (1954) P.94.

ب- أوضح الأستاذ «دادلى ستامب» بأن السبب الرئيسى فى نشأة الرياح الموسمية هو الإختلافات الحرارية بين هواء كل من اليابس والسمطحات المائية المجاورة خلال فصول السنة

(Periodic changes of temperature in the surrounding land and water surfaces) Stamp. D. L., "A glossary of geographical terms", Longmans London (1961) P.323.

امطار موسمية غزيرة(١)

أما خلال فصل الشتاء (الشتاء الشمالى، والشتاء الجنوبى) فيحدث عكس هذه الحالة فى نظام هبوب الرياح، حيث يبرد الهواء الملامس لسطح اليابس المتسع بدرجة أكبر من الهواء الممثل فوق المسطحات المائية المجاورة. وعلى ذلك يهبط الهواء من أعلى إلى أسفل فوق أسطح اليابس، وتتكون مناطق واسعة من الضغط المرتفع الفصلى، تخرج منها الرياح «الموسمية» الجافة متجهة إلى المسطحات المائية المجاورة والتى يتمركز فوقها مناطق من الضغط المنخفض النسبى. وهكذا تتعرض كل من المسطحات المائية واليابس المجاور لنظام فصلى للرياح «رياح موسمية» تهب فى إتجاهات مضادة من فصل إلى أخر. وتعزى نشأة هذه الرياح اساساً إلى تأثير الهواء الصاعد والهواء الهابط بسبب الاختلافات الحرارية الفصلية بين كل من الهواء الملامس لسطح اليابس والهواء الملامس للمسطحات المائية فى العروض المدارية

وعلى ذلك فإن الرياح الموسمية تختلف عن الرياح التجارية وإن كانت تهب معها فى نفس نطاقات هبوبها، بل قد تتخذ كلها نفس الإتجاه. ففى فصل الشتاء الشمالى تخرج الرياح التجارية الشمالية الشرقية من مناطق الضغط المرتفع النسبى فوق المسطحات المائية بجنوب شرقى أسيا (رياح ضعيفة خلال هذا الفصل) وتتجه صوب مناطق الضغط المنخفض الإستوائى الدائم وتتقابل مع الرياح التجارية الجنوبية الغربية (بعد إنحراف هذه الرياح الأخيرة عند عبورها الدائرة الإستوائية). وفى نفس الوقت تهب هذه الرياح الموسمية الشمالية الغربية الآتية من أواسط أسيا حيث مراكز الضغط المرتفع الشتوى، وتتجه هذه الرياح نحو المسطحات المائية المجاورة ذات الضغط المنخفض النسبى. وتبعاً لوقوع مناطق الضغط المنخفض المحلى، تغير الرياح الموسمية من إتجاهاتها، وقد تصبح شمالية

(١) a--- Trewartha, G. T.. "An Introduction to Climate". N. Y. (1954) P.94.
b- Gresswell, R. K.. "Physical geography". Longman (1972) P.59.

شرقية (فوق ساحل الفات الشرقية) كمثل إتجاه الرياح التجارية خلال هذا الفصل. أما فى فصل الصيف الشمالى فتتخذ الرياح الموسمية التى تهب على جنوب شرقى أسيا نفس إتجاه الرياح التجارية (بعد إنحرافها عند عبورها الدائرة الإستوائية) وهو الإتجاه الجنوبى الغربى، وتعد الرياح الموسمية الصيفية الجنوبية الغربية فوق جنوب أسيا رياحاً قوية تكونت تبعاً لانخفاض الهواء الملامس للمسطحات المائية عن الهواء الملامس لليابس المجاور، وانتقال الرياح من مراكز الضغط المرتفع فوق المسطحات المائية إلى مراكز الضغط المنخفض الفصلى التى تتكون فوق اليابس المجاور. ومن ثم يحسن أن نشير بإيجاز إلى الخصائص العامة للرياح الموسمية ومناطق هبوبها الرئيسية.

أ- الرياح الموسمية فى شرقى آسيا: The East- Asia Monsoons

يعد إقليم جنوب شرقى أسيا أهم نطاقات هبوب الرياح الموسمية ويعزى ذلك إلى عظم إتساع كل من اليابس والمسطحات المائية المجاورة له، ومن ثم حدوث الاختلافات الفصلية الكبيرة فى درجات حرارة الهواء، وإنتقال الرياح الرطبة الدفيئة من المسطحات المائية إلى اليابس المجاور صيفاً، فى حين تنتقل الرياح الجافة الباردة من اليابس إلى المسطحات المائية شتاء.

ويرجح بعض الكتاب أن الرياح الموسمية فى جنوب شرقى أسيا لا تعد كتلة واحدة من الرياح، بل هى تتألف من عدة شعب هوائية ينفصل بعضها عن البعض الآخر، وتختلف كل شعبة منها تبعاً للاختلافات الحرارية الفصلية المحلية تبعاً لتنوع درجة حرارة الهواء الملامس لكل من اليابس والمسطحات المائية المجاورة له. وعلى ذلك يعتبر هؤلاء الكتاب(١) أن الرياح الموسمية التى تهب على جزر اليابان وشرق الصين الشعبية East-Asia Monsoons تعد شعبة منفصلة تماماً عن بقية الرياح الموسمية الأخرى التى تهب على جنوب شرقى أسيا (الهند الصينية) أو عن تلك التى

(١) Trewartha, G. T., "An Introduction to Climate", N. Y. (1954) P.94.

تهب على شبه القارة الهندية -الباكستانية South-Asia Monsoons ذلك لأن كل شعبة من شعب هذه الرياح الموسمية تكونت نتيجة لظروف محلية خاصة تبعاً لاختلاف مساحة اليابس والماء فى كل منطقة. وتساعد هضبة التبت العالية على فصل هذه الشعب المختلفة من الرياح الموسمية بعضها عن البعض الآخر.

وتوضح بيانات الرصد الجوى للرياح الموسمية فى شرقى آسيا بأن الاتجاهات السائدة لها خلال فصل الصيف الشمالى هو الاتجاهات الشرقية والجنوبية الشرقية والجنوبية حيث تتجه الرياح من المحيط الهادى وبحر الصين الجنوبى إلى اليابس الآسيوى المجاور. أما خلال فصل الشتاء الشمالى، فإن الاتجاهات السائدة لهذه الرياح هى الإتجاهات الشمالية والشمالية الغربية والغربية، حيث تتجه الرياح هنا من أواسط آسيا إلى اليابس المجاور. وخلال أوقات هبوب الرياح الموسمية الصيفية والشتوية قد تحدث بعض الإضطرابات الهوائية تبعاً لمرور الأعاصير وأضدادها. ويلاحظ أن الرياح الموسمية الشتوية فوق الصين الشعبية واليابان تعد أقل قوة وسرعة من الرياح الموسمية الصيفية الدفيئة الممطرة[1]. وتسبب هذه الرياح الأخيرة ارتفاع حرارة الهواء، وزيادة نسبة الرطوبة فيه خلال فصل الصيف، وتصل درجة حرارة الصيف فى نانكينج بالصين الشعبية إلى ٨٤°ف وتصل نسبة الرطوبة إلى ٧٨ ٪ (أى نحو ١٩,٦ جرام من بخار الماد لكل ١ كيلوجرام). ويوضح الجدول الآتى متوسط النسب المئوية لاتجاهات الرياح الموسمية الشتوية والصيفية فى شمال شرق الصين الشعبية.

(١) Trewartha, G. T., "An Introduction to Climate", N. Y. (1954) P.94.

الرياح	شمالية	شمالية شرقية	شرقية	جنوبية شرقية	جنوبية	جنوبية غربية	غربية	شمالية غربية
الموسمية الشتوية	١٧	٨	٥	٦	٦	٨	١٨	٣٢٪
الموسمية الصيفية	١٠	٩	١٢	٢٦	١٦	١٠	٧	١٠٪

وقد تبين بأن سمك هواء الرياح الموسمية التى تهب على الصين الشعبية واليابان يتراوح من ٤٠٠-٧٠٠متر. ويرجع البعض بأنه فوق هذه المناسيب السابقة توجد رياح أخرى غربية (علوية نسبياً) تخرج من اليابس وتتجه صوب البحر أى فى إتجاه مضاد لانسياب الرياح الموسمية الصيفية القريبة من سطح الأرض. ويرى الأستاذ فلون Flohn(١) بأن هذه الرياح القارية العلوية الصيفية تساعد على إستمرار هبوب الرياح الموسمية الصيفية. وقد رجح هذا الأستاذ وجود مثل هذه الرياح العلوية لأنه رأى بأن «السمك المحدود» لهواء الرياح الموسمية الصيفية لا يمكن أن يكون هو السبب الرئيسى فى سقوط الأمطار الموسمية الغزيرة فوق شرقى الصين الشعبية وجزر اليابان وشبه جزيرة كورى. ويرى «فلون» بأن حدوث تيارات هوائية صاعدة قارية تحل يومياً محل هواء الرياح الموسمية الآتية من البحر إلى اليابس، يزيد من فعالية هذه الرياح الأخيرة ويجدد نشاطها

ولكن أكدت بيانات الارصاد الجوية الحديثة لطبقات الهواء العلوى فى شرقى آسيا ما يلى:

أ- إن سمك هواء الرياح الموسمية الصيفية لا يعد محدوداً (٤٠٠إلى٧٠٠متر) كما إعتقد «فلون» من قبل.

(١) a--- Flohn, H., "Studien zur allgemcine Zirkulation der Atmosphere" Ber. deut Wellerdienstes in der U.S. Zone. No. 18 (1950)P.28-32.
b- Trewartha, G. T., "An Introduction to climate", N. Y. (1954) P.96.

ب- إن الهواء «العلوى الغربى القارى الصيفى» الذى رجح فلون حدوثه لا يعد قارياً فى كل حالة، وربما يكون شعباً هوائية تكونت بفعل استمرار حدوث عمليات صعود الهواء الساخن إلى أعلى، ومن ثم ترتفع فيه نسبة الرطوبة.

ويؤكد الأستاذ تريوراثا (Terwartha, 1954 P.96) بأنه على الرغم من حدوث العواصف الرعدية الصيفية بكثرة فى شرقى آسيا، إلا أن الأمطار الصيفية بهذا الإقليم تعد كلها موسمية النشأة، أى نتجت بفعل سقوط الأمطار مع الرياح الموسمية الصيفية والأعاصير المدارية Tropical Cyclones التى تتكون على طول الجبهات فى هذا الإقليم.

أما الرياح الموسمية الشتوية التى تهب على شرقى آسيا فهى رياح قارية a land wind نشأت تبعاً لتكوين مناطق الضغط المرتفع العظمى فى أواسط آسيا (حيث يكون الهواء الملامس لسطح الأرض بارداً خلال هذا الفصل تبعاً لحركة الشمس الظاهرية وتعامدها على مدار الجدى فى نصف الكرة الجنوبى) ومن ثم قد يميز بعض الكتاب الرياح الموسمية الشتوية هنا، على أنها كتل هوائية باردة جافة آتية من المناطق شبه القطبية (من الشمال والشمال الغربى) ومتجهة صوب الجنوب والجنوب الشرقى ويعدل فى الخصائص الطبيعية لهذه الرياح مرورها على السلاسل الجبلية والهضاب والأودية فى هذا الإقليم الهائل المساحة ومن ثم نلاحظ أن درجة حرارة مدينة بكين (بالصين الشعبية) خلال هذا الفصل الشتوى تصل إلى ١ °ف وتنخفض نسبة الرطوبة فيها إلى ٢٢ ٪ (أى نحو ٠,٣ جرام من بخار الماء لكل كيلوجرام من الهواء) وعلى ذلك تسود البرودة والجفاف خلال الفصل الشتوى فى هذا الإقليم. ولا تسقط الرياح الموسمية الشتوية أمطاراً إلا عند عبورها مسطحات مائية وبحيث ترتفع فيها نسبة الرطوبة. كما هو الحال بالنسبة للرياح الموسمية الشتوية الغربية التى تسقط أمطارها فوق السواحل الغربية لجزر اليابان، بعد أن تعبر بحر اليابان وترتفع فيها نسبة الرطوبة.

ب- الرياح الموسمية فى جنوب آسيا: The south-Asia Monsoons

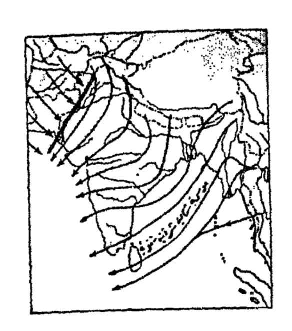
يؤكد الأستاذ تريوراثا (1954) Trewartha[1] بأن الرياح الموسمية التى تهب على شرقى أسيا، تختلف عن تلك التى تهب على جنوبها، (فوق شبه القارة الهندية - الباكستانية) كما أن نطاق الرياح الموسمية الأولى يقع فى أقاليم معتدلة فى حين أن نطاق الرياح الموسمية الثانية يقع فى أقاليم حارة. ويفصل بين هذين النطاقين من الرياح الموسمية، كتل جبلية هائلة الإرتفاع والإتساع تتمثل فى مرتفعات هضبة التبت وسلاسل جبال الألب، ويرجع هذا الباحث بأن الرياح الموسمية فى شرقى آسيا تكونت نتيجة للاختلافات الفصلية فى درجة حرارة الهواء الملامس لليابس والمسطحات المائية المجاورة له (بحر الصين والقسم الأوسط من المحيط الهادى) أما الرياح الموسمية فى جنوب أسيا تكونت نتيجة للاختلافات الفصلية فى درجة حرارة الهواء الملامس لشبه القارة الهندية - الباكستانية، والمسطحات المائية المجاورة لها (ممثلة فى المحيط الهندى وخليج بنغال وبحر العرب) ويوضح شكل (١٣٧أ، ب) الاختلاف الفصلى فى نظام هبوب الرياح الموسمية فوق شبه القارة الهندية الباكستانية

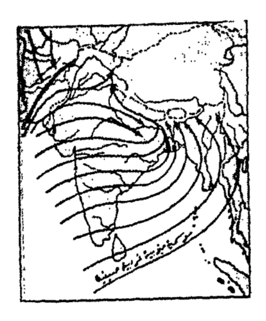
وقد أكدت نتائج الدراسات المناخية بأن الرياح الموسمية الصيفية تعد أعلى أثراً وأشد سرعة من الرياح الموسمية الشتوية التى تهب على شبه القارة الهندية - الباكستانية. فيبلغ متوسط سرعة الرياح الموسمية الصيفية نحو ١٤ ميلاً فى الساعة، بينما لا تزيد سرعة الرياح الموسمية الشتوية هنا عن ٣ أميال فى الساعة[2].

---

(١) Trewartha, G. T . "An Introduction to climate", N. Y (1954) P.97.

(٢) Garbell, M. A. "Tropical and equatorial meteorology", Pitman, New York (1947) P.120.





(شكل٣٧) إتجاه الرياح الموسمية فوق شبه القارة الهندية

أ خلال شهر يناير (الشتاء الشمالى) الشكل الأيمن

ب خلال شهر يوليو (الصيف الشمالى) الشكل الأيسر

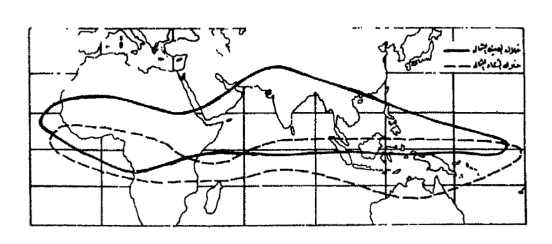
كما تختلف الرياح الموسمية الصيفية التى تهب على شرقى أسيا عن تلك التى تهب على شبه القارة الهندية - الباكستانية من حيث مواقع مراكز الضغط المنخفض العظمى التى تتجه إليها الرياح. فنلاحظ أن الرياح الموسمية الصيفية التى تهب على شرقى أسيا تتجه نحو مراكز الضغط المنخفض العظمى الممثلة فوق أواسط أسيا وشمال هضبة التبت، فى حين تتجه الرياح الموسمية الصيفية التى تهب على جنوب أسيا وشبه القارة الهندية - الباكستانية نحو مراكز الضغط المنخفض العظمى الممثلة فوق صحراء ثار وأراضى الباكستان الإسلامية.

وتتميز الرياح الموسمية الجنوبية الغربية الصيفية التى تهب على السواحل الغربية لشبه القارة الهندية - الباكستانية بشدة قوتها، وإرتفاع

درجة حرارة هوائها كما أن نسبة الرطوبة فيها مرتفعة، وذلك لمرورها فوق مسطحات مائية واسعة (فوق المحيط الهندى والبحر العربى). وأثناء مواسم هبوب هذه الرياح فوق غرب هضبة الدكن تتغير حالة الطقس بصورة فجائية، وترتفع درجة حرارة الهواء، وتسقط الأمطار الغزيرة وتحدث عواصف الرعد والبرق المتلاحقة ،كما هو الحال فى تزحزح نطاقات الركود الاستوائى مع حركة الشمس الظاهرية، تتزحزح أيضاً النطاقات الرئيسية لهبوب الرياح الموسمية الجنوبية الغربية (شكل٣٨). وتتخذ الرياح الموسمية الصيفية فوق شبه القارة الهندية - الباكستانية إتجاهات مختلفة تبعاً لمواقع مراكز الضغط المنخفض المحلية، ومن ثم تتكون الرياحات الآتية:

أ- الرياح الموسمية الجنوبية الغربية.

وهى الشعبة الرئيسية من شعب الرياح الموسمية الصيفية هنا، وتأتى هذه الرياح من فوق المسطحات المائية للبحر العربى وتتجاور مع الرياح التجارية الجنوبية الغربية (بعد إنحرافها عند الدائرة الاستوائية) وينساب كليهما معاً نحو الشمال والشمال الشرقى



(شكل٣٨) التزحزح الفصلى للنطاقات الرئيسية لهبوب الرياح الموسمية الجنوبية الغربية

ب- الرياح الموسمية الجنوبية والجنوبية الشرقية:

وهى نفس شعب الرياح الموسمية الجنوبية الغربية، إلا أنها تجمعت فوق مياه خليج البنغال وتأثرت إتجاهاتها بمراكز الضغط المنخفض العظمى فوق صحراء ثار ومن ثم تنحرف الرياح وتصبح رياحاً جنوبية تسقط أمطاراً غزيرة عند سواحل دلتا نهر الكانج ورياحاً جنوبية شرقية متجهة نحو مراكز الضغط المنخفض العظمى فوق صحراء ثار، وتسقط أمطاراً غزيرة فى القسم الأدنى من حوض نهر الكانج وعلى السفوح الجنوبية لمرتفعات الهملايا وتقل الأمطار الساقطة كلما إتجهنا نحو الشمال الغربى.

«ثالثاً» الرياح المحلية

تعد هذه المجموعة من الرياح، ذات تأثير محلى بمعنى أنها تهب فوق مناطق محدودة الاتساع من سطح الأرض وخلال أوقات زمنية قصيرة ولها أسماء محلية متعددة وغالباً ما تتوقف نشأتها على مسالك الانخفاضات الجوية التى تمر بمناطق سطح الأرض، ويختلف تأثير الرياح المحلية فى طقس المناطق التى تنشأ فيها تبعاً لخصائصها العامة فبعض هذه الرياح المحلية Local winds تكون دفيئة خاصة إذا كانت مسالكها تأتى فى مقدمة الانخفاضات الجوية أو تعرضت للهبوط على السفوح الجبلية (التسخين الذاتى (A diabatic heating)، وقد يكون بعضها الآخر رياحاً محلية باردة خاصة إذا كانت مسالكها تتمثل عند مؤخرة الانخفاضات الجوية[1] وقد ينشأ بعضها الآخر نتيجة للظروف التضاريسية المحلية وإختلاف التوزيع الجغرافى لليابس والماء. وفيما يلى عرض موجز لمجموعات الرياح المحلية وبعض أنواعها الرئيسية فى مناطق مختلفة من العالم.

---

(١) محمود حامد محمد «المتيورولوجية» القاهرة (١٩٤٦) ص١٧٢.

(١) الرياح المحلية التى تنتشر بفعل تنوع الأشكال التضاريسية والموقع الجغرافى (التوزيع الجغرافى لليابس والماء):

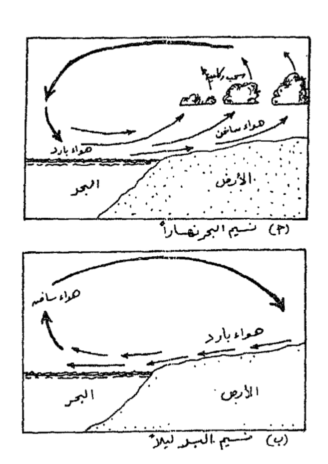
أ- نسيم البر ونسيم البحر: Land and Sea breezes

يحدث نسيم البر ونسيم البحر تبعاً للاختلافات الحرارية اليومية بين كل من اليابس والمسطحات المائية المجاورة له. ومن ثم يشير بعض الكتاب إلى هذه العملية على أنها رياح موسمية يومية Diurnal monsoons محلية وتحدث فى نطاق ضيق محدود. ففى المناطق الساحلية أثناء النهار يسخن الهواء الملامس لسطح الأرض وتصبح حرارته أعلى من حرارة الهواء الملامس للمسطحات المائية المجاورة له، ومن ثم يصعد هواء اليابس الساخن إلى أعلى ويحل محله هواء بحرى أقل منه حرارة، فيلطف هذا الهواء الأخير من درجة حرارة هواء اليابس أثناء النهار وهذا هو ما يعرف بنسيم البحر(١) Daytime sea breeze.

أما أثناء الليل فيسخن الهواء الملامس لسطح الماء بدرجة أعلى من ذلك الهواء فوق اليابس (تبعاً لانخفاض درجة حرارة هواء اليابس بفعل الإشعاع) ويصعد هذا الهواء إلى أعلى ويحل محله هواء قارى يتجه من اليابس إلى المسطحات المائية المجاورة، ويكون هذا الهواء أبرد من الهواء البحرى الصاعد. وهذا هو ما يعرف باسم نسيم البر Night-time land breeze. وعلى ذلك تعزى هذه العملية اليومية إلى إختلاف كل من المسطحات المائية واليابس المجاور لفعل الاشعاع، حيث يسخن اليابس بسرعة ويفقد حرارته بسرعة كذلك، فى حين تسخن المسطحات المائية ببطء وتفقد حرارتها ببطء كذلك. (شكل١٣٩، ب).

---

(١) Trewartha, G. T., "An Introduction to climate", N. Y. (1954) P.100-110



(أ) نسيم البحر نهاراً

(ب) نسيم البر ليلاً

(شكل ٣٩) نسيم البحر ونسيم البر

ويبدأ نسيم البحر فيما بين الساعة ١٠ والساعة ١١ صباحاً ويبلغ ذروته فيما بين الساعة الواحدة حتى الساعة الثانية بعد الظهر، ثم يقل تأثيره فيما بعد الساعة الثانية حتى الساعة الثامنة مساء، وهنا يحل - حله مؤثرات نسيم الأرض. ويختلف المدى الرأسي أو الإرتفاع الذى يمكن أن يظهر عنده تأثير نسيم البحر من مكان إلى آخر. فعند شواطىء البحيرات تظهر المؤشرات الطقسية لنسيم البحر حتى إرتفاعات تراوح من ٢٠٠ إلى ٥٠٠ متر، أما عند السواحل المدارية فقد يتراوح ارتفاع هواء نسيم البحر من ١٠٠٠ - ٢٠٠٠ متر. كذلك يختلف المدى الأفقى الذى يمكن أن يصل إليه تأثير نسيم البحر ونسيم البر. ففى العروض المعتدلة قد يصل تأثير نسيم البحر إلى بعد يتراوح من ١٥ إلى ٥٠كم من خط الساحل، أما فى المناطق المدارية فقد يصل هذا البعد إلى أكثر من ٦٥كم من خط الساحل.

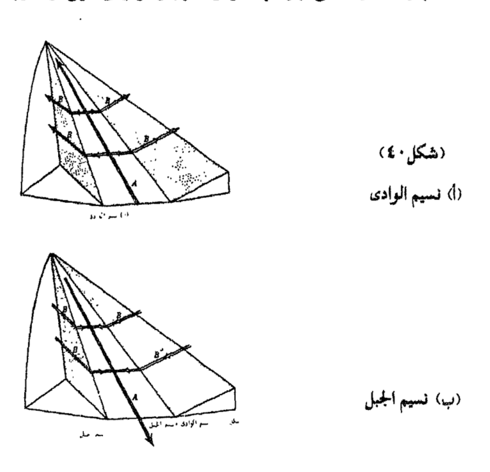
ويلاحظ أن كلا من المدى الرأسى والمدى الأفقى لمجال تأثير نسيم البر يعتبران أقل إمتداداً بكثير منهما فى حالة نسيم البحر.

وتتنوع كذلك مدى سرعة هواء نسيم البحر من مكان إلى أخر. ففى العروض المعتدلة لا تزيد سرعة هواء نسيم البحر عن الدرجة ٣ (بحسب مقياس بيوفورت) أى من ٨ إلى ١٢ ميل فى الساعة. أما عند السواحل المدارية فقد تزيد سرعة هواء نسيم البحر عن ٢٠ ميلاً فى الساعة. وهكذا يلاحظ أن عمليتى نسيم البحر ونسيم البر يظهران بوضوح فى مناطق السواحل المدارية. ومن ثم يفضل الإنسان أن يسكن على طول المناطق الساحلية بالعروض المدارية حيث تنخفض درجة حرارة هواء هذه السواحل بمعدل يتراوح من ١٥° إلى ٢٠°ف بعد نصف ساعة فقط من بداية حدوث نسيم البحر. ولكن ترتفع نسبة الرطوبة كذلك على طول هذه السواحل المدارية خاصة خلال فترات ما بعد الظهر مباشرة ومن ثم يتمثل عند مثل هذه السواحل ما يعرف بالمناخ البحرى Maritime climate حيث يقل المدى الحرارى اليومى هنا عن المدى الحرارى اليومى للمناطق القارية الداخلية التى تقع فيما وراء الساحل والتى تبعد عن مؤثرات نسيم البحر.

ب- نسيم الجبل ونسيم الوادى: Mountains and valley breezes

نتيجة للاختلافات التضاريسية المحلية عند بعض أجزاء سطح الأرض تختلف درجة حرارة الهواء الممثل فوق المناطق الجبلية المرتفعة عن حرارة الهواء فوق المناطق السهلية وفى بطون الأودية المجاورة لها ففى أثناء النهار، ترتفع درجة حرارة هواء بطون الأودية المنخفضة المنسوب عن درجة حرارة الهواء عند القمم الجبلية المجاورة، وعلى ذلك تقل كثافة هواء بطون الأودية ويصعد الهواء الساخن نهاراً ويتجه من بطون الأودية إلى أعالى القمم الجبلية. وقد تتشعب منه شعب ثانوية تصعد هى الأخرى إلى جوانب الأودية، ويطلق على هذا الهواء الصاعد الدفىء اسم نسيم الوادى، ويساعد هذا الهواء على سرعة نمو الأشجار المثمرة والنباتات المختلفة.

أما أثناء الليل فيكون الهواء الملامس لأسطح القمم الجبلية أشد برودة من الهواء المتجمع فى بطون الأودية، وعلى ذلك ترتفع كثافته ويزداد ثقله، وينزلق الهواء إلى أسفل نحو قاع الوادى، ليحل محل الهواء الدفىء، وينزلق الهواء البارد أسفل الهواء الساخن عند قاع الوادى، وتعرف هذه العملية باسم نسيم الجبل. (شكل٤٠أ، ب). ويؤثر هذا الهواء الجبلى الهابط البارد فى تأخر نمو المحاصيل المنزرعة، وعلى ذلك يفضل الزراع زراعة الأشجار المثمرة على جوانب الأودية الجبلية وليس فوق أراضيها.



(شكل ٤٠)

(أ) نسيم الوادى

(ب) نسيم الجبل

وتلاحظ هذه الظاهرة الحرارية اليومية فى المناطق الجبلية العالية خاصة بمرتفعات الألب بأواسط أوربا عندما يكون الجو صافياً والرياح هادئة. ويظهر تأثير نسيم الوادى بعد شروق الشمس مباشرة، ويبلغ أقصى مداه حوالى الساعة ١٢ظهراً، ويزول أثره عند غروب الشمس حيث يبدأ فى أن يحل نسيم الجبل محل مؤثرات نسيم الوادى. كما تتكون هذه

الظاهرة بشكل أوضح فوق السفوح الجنوبية للجبال (فى نصف الكرة الشمالى) حيث تواجه هذه السفوح الأشعة الشمسية بصورة مباشرة، أما السفوح الشمالية لهذه الجبال فتقع فى منطقة الظلال ونصيبها من الأشعة الشمسية أقل من السفوح الأخرى الجنوبية. وقد تتكون بفعل حدوث نسيم الوادى بعض السحب الركامية Cumulus clouds فوق القمم الجبلية العالية.

(٢) الرياح المحلية الحارة التى تهب نحو مقدمات الانخفاضات الجوية:

تنشأ هذه المجموعة من الرياح المحلية الحارة نتيجة لاختلاف نظم الضغط الجوى المحلى ومرور الانخفاضات الجوية بمناطق نشأتها حيث تنساب هذه الرياح المحلية صوب الجبهة أو المقدمة الدفيئة للانخفاض الجوى ومن بين هذه المجموعة من الرياح:

أ- الخماسين:

رياح محلية جنوبية حارة مترية، تهب من الصحراء الغربية وتتجه شمالاً نحو القسم الشمالى من مصر حيث تنساب هذه الرياح نحو مراكز ومقدمات الضغط الجوى المنخفض الممثل شمال مصر والذى يمر هو الآخر من الغرب إلى الشرق، خلال فصل الربيع. ولا يقتصر مجال تأثير رياح الخماسين الحارة المترية على الأراضى المصرية فقط، بل قد تعبر البحر المتوسط الشرقى، وتصل مؤثراتها إلى الساحل الشرقى لهذا البحر وخاصة سواحل لبنان، وقد تتأثر بها جزيرة قبرص وبعض أجزاء من شرق أوربا كما حدث لعاصفة الخماسين الترابية فى أبريل عام ١٩٢٨[١]. وقد سميت هذه الرياح بهذا الإسم تبعاً لعدد أيام حدوثها (خلال فترات هبوبها المختلفة فى مصر) والتى تبلغ نحو ٥٠ يوماً فى السنة. وتهب هذه الرياح المحلية بصورة متقطعة خلال الفترة من فبراير إلى يونيو ويتراوح طول فترة هبوب كل عاصفة منها من يومين إلى أربعة أيام. وعند حدوث

(١) محمود حامد محمد «المتيورولوجية» القاهرة (١٩٤٦) ص٣٢٩

الخماسين ترتفع درجة حرارة الهواء الملامس لسطح الأرض وينتشر الغبار الدقيق الحجم، والأتربة الصحراوية الناعمة فى الجو، مما قد يؤدى إلى صعوبة الرؤية وتعذرها أحياناً وإختناق الجو. ويؤثر ذلك على الحالة النفسية والصحية للسكان وعلى مدى إقبالهم على العمل وقد تغلق المطارات وتتوقف حركة السير فوق الطرقات. وبسبب الخماسين تنتشر بين الناس أمراض العيون (خاصة الرمد الربيعى) كما تزداد أمراض حساسية الأنف والبلعوم والحنجرة كما تعمل الظروف الطقسية الخماسينية على إنتشار أنواع الأكزيما الجلدية الوراثية التى تتاثر بالأتربة والرمال وزيادة التلوث فى الجو. ونتيجة لجفاف الهواء الخماسينى وسرعة الرياح تحدث كثير من الحرائق بالقرى المصرية.

ويتغير إتجاه هبوب رياح الخماسين على الأراضى المصرية من عاصفة إلى أخرى تبعاً لموقع الانخفاض الجوى الذى تتأثر به هذه الرياح. فإذا كان الانخفاض الجوى متمركزاً فوق منطقة مرسى مطروح، تكون الخماسين جنوبية وجنوبية شرقية، أما إذا كان متمركزاً فوق الاسكندرية، فيكون إتجاه الخماسين عند المقدمة الدفيئة للإنخفاض الجوى من الجنوب والجنوب الغربى، وإذا كان الإنخفاض الجوى يقع شمال شبه جزيرة سيناء فيكون الإتجاه السائد للخماسين هو الإتجاه الجنوبى الغربى وقد يتراوح سرعة الخماسين من ٥٠ – ٨٠كم فى الساعة وذلك يتوقف على مدى عمق الانخفاض الجوى الذى تتجه الخماسين نحو مقدمته(١).

وقد تعرضت مصر لعاصفة خماسينية سيئة جداً يومى ٢٣، ٢٤فبراير ١٩٨١. وسجلت أجهزة الرصد الألكترونية الحديثة بمعامل

---

(١) تساهم الخماسين أحياناً وكذلك الإنخفاضات الجوية التى تمر من الغرب إلى الشرق فى البحر المتوسط شمال الأراضى المصرية فى هياج البحر وتكوين الأمواج العالية وحدوث ما يعرف باسم النوات. ومن أهم هذه النوات التى يعرفها الصيادون فى منطقة الاسكندرية تلك التى تعرف باسم المكنسة (من٢٦ إلى ٣٠نوفمبر) والفيضة الصغيرة (٢٠-٢٢ديسمبر) والفيضة الكبيرة (١٩-٢٤يناير) والشمس الصغيرة (١٨-٢٤فبراير) والحسوم (١٠-١٧مارس) والشمس الكبيرة (٢٠-٢٢مارس) والعوا (من٢٥-٣٠مارس) والخماسين (من٢٩إبريل إلى ٥مايو). وبانتهاء حدوث هذه النوات يتوقف مرور الانخفاضات الجوية الشتوية والربيعية فى شمال مصر.

تلوث الهواء (بالمركز القومي للبحوث) كمية الرمال والأتربة التى سقطت فوق مدينة القاهرة وحدها، وبلغت ١٦ طناً مترياً من الأتربة لكل كيلو متر مربع. وحيث إن مساحة القاهرة نحو ٣١٤كم٢ فإن جملة ما سقط فوق هذه المدينة خلال يومين فقط بلغ أكثر من ٥٠٠٠ طن (أى أكثر من خمسة ملايين كيلو جرام من الأتربة والرمال). وكان متوسط سرعة الرياح نحو ٦٠ كيلو متر فى الساعة وتعذرت الرؤية لمسافة ١٠٠ متر. وقد كانت رياح الخماسين أشد قسوة فوق شبه جزيرة سيناء، حيث بلغت سرعتها ١٢٠ كيلو متر فى الساعة، وتعذرت الرؤية نهائياً، واقتلعت الأشجار وتقصفت بعض أعمدة التليفونات والكهرباء وغطت الرمال الطريق البرى الرئيسى بين العريش والقنطرة شرق. وتعد هذه العاصفة أسوأ عاصفة خماسينية تعرضت لها شبه جزيرة سيناء.

وتختلف حالة الطقس قبل وأثناء وبعد حدوث رياح الخماسين، ومن ثم يتميز الطقس الخماسينى بتقلباته السريعة، فأثناء هبوب هذه الرياح المحلية ترتفع درجة حرارة الهواء وتنخفض نسبة رطوبته، وترتفع نسبة المواد العالقة وتكاد تتعذر الرؤية. أما بعد هبوب الخماسين فتتعرض السواحل الشمالية لمصر لجبهات باردة آتية من هواء البحر المتوسط الذى يتميز بشدة برودته نظراً لحرارة التيار الهوائى الخماسينى، وهذه تؤدى إلى إنخفاض درجة حرارة الهواء نسبياً وارتفاع نسبة رطوبته وقد ينتج عن ذلك أحياناً سقوط رخات خفيفة من الأمطار ثم يصفو الجو بعد ذلك وتتحسن الرؤية[1].

ب- السموم:

تحدث هذه الرياح الحارة المتربة خلال فصل الربيع عندما تمر الإنخفاضات الجوية صوب شرق البحر المتوسط متجهة نحو إقليم الشام. وعلى ذلك فهى تشبه رياح الخماسين من حيث النشأة إلا أنها أقل منها شدة تبعاً لضحولة الإنخفاضات الجوية التى تصل منطقة صحراء الشام.

---

(١) محمود حامد محمد «المتيورولوجية» القاهرة (١٩٤٦) ص٣٣٠.

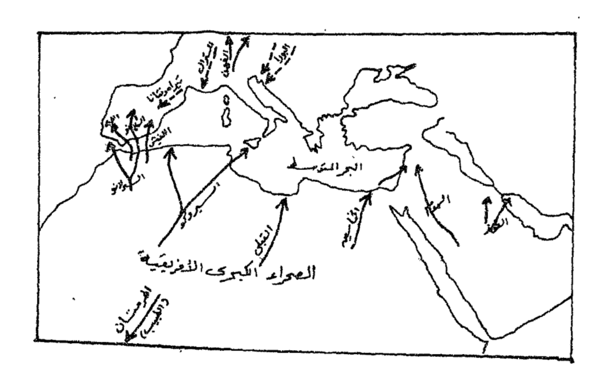
وتهب هذه الرياح المحلية نحو المقدمة الدفيئة للانخفاضات الجوية، وتأتى من صحارى شبه الجزيرة العربية، وتؤثر فى منطقة النصف الشمالى منها، وفى أراضى فلسطين المحتلة وسوريا والمملكة الأردنية الهاشمية. وينجم عن السموم ارتفاع درجة حرارة الهواء أثناء فترة هبوبها، وإنتشار الأتربة والرمال الدقيقة الحجم، وتعذر الرؤية. وعند نهاية فصل الربيع قد تصل مؤثرات السموم إلى مناطق سواحل شرق البحر المتوسط، ومن نفس مناطق نشوء رياح السموم ومن نطاق الربع الخالى فى المملكة العربية السعودية تخرج رياح محلية حارة مترية أخرى تهب فوق القسم الأوسط من منطقة الخليج العربى وتعرف باسم «الغبار» وفوق أراضى دولة الكويت وتعرف محلياً هنا باسم رياح الطوز

جـ- القبلى:

وهى رياح محلية حارة تهب أيضاً نحو مقدمة الانخفاضات الجوية التى تعبر البحر المتوسط من الغرب إلى الشرق خلال فصلى الشتاء والربيع. وتشبه القبلى فى نشأتها رياح الخماسين التى تهب على الأراضى المصرية ورياح السموم التى تهب على أراضى شمال الجزيرة العربية وإقليم الشام. والقبلى رياح -كما يتضح من إسمها- جنوبية تأتى من الصحراء الكبرى محملة بالرمال الدقيقة الناعمة ويتركز نطاق هبوبها على السواحل الشمالية للجماهيرية الليبية تبعاً لمرور الإنخفاضات الجوية من الغرب إلى الشرق خلال فصل الربيع (شكل٤١).

د- السيروكو: Sirocco

تحدث هذه الرياح المحلية الحارة الجافة المترية عند مرور مراكز الضغط الجوى المنخفض بالحوض الغربى من البحر المتوسط، فينتج عن ذلك هبوب السيروكو من أواسط الصحراء الكبرى وتتجه نحو المقدمات الدفيئة للانخفاضات الجوية. وتؤدى السيروكو إلى إرتفاع درجة حرارة الهواء (قد تصل إلى ٤٠م) وتتميز بحمولتها الكبيرة جداً من الرمال



(شكل ٤١) الرياح المحلية فى حوض البحر المتوسط والمناطق المجاورة له

الدقيقة الناعمة، وتهب هذه الرياح المحلية على السواحل الشمالية الغربية لأفريقيا وخاصة سواحل تونس والجزائر والمغرب وقد يمتد نطاق هبوبها إلى جزر البحر المتوسط الواقعة فى حوضه الغربى وجزر صقلية وسردينيا والبليار[١]. كما قد تصل مؤثراتها ورمالها الناعمة إلى السواحل الجنوبية لفرنسا (المطلة على البحر المتوسط) والسواحل الشرقية لاسبانيا. وفى هذه المناطق الأخيرة تؤدى الرياح المحلية الحارة إلى حدوث الضباب وارتفاع نسبة الرطوبة فى الهواء (بعد مرور السيروكو فوق البحر المتوسط)، ويصبح الطقس حاراً رطباً Muggy[٢]، وتنتشر الأتربة والغبار وتتلف مساحات واسعة من بساتين العنب وشجيرات الزيتون، ويشتد هبوب السيروكو خلال شهر مارس من كل عام.

(١) Emmanuel de Martonne", Traité de géographie physique" Tome premier, Neuviéme édition, Paris (1957) P.172.

(٢) Blair, T. A., "Weather elements", Fourth edition, Englewood Cliff Prentice-Hall, N. J. (1960) P.239.

ويطلق على الرياح المحلية الحارة المتربة والآتية من الصحراء الكبرى متجهة نحو الساحل الشمالى الغربى لأفريقيا وجنوب غرب أوربا أسماء محلية متعددة. فإلى جانب السيروكو، وهى الشعبة الرئيسية، قد تنساب شعب أخرى منها تعرف باسم السولانو فى منطقة جبل طارق، واللفيش على طول السواحل الجنوبية الشرقية من أسبانيا، والليست فى جنوب إسبانيا وحوض نهر الأندلس.

هـ- الهرمتان: Harmattan

تتكون هذه الرياح المحلية المتربة عند مناطق إلتقاء الرياح التجارية الشمالية الشرقية مع الرياح التجارية الجنوبية الغربية على طول ساحل غانة خلال فصلى الشتاء والربيع. فتتجه رياح الهرمتان نحو مقدمات الانخفاضات الجوية ونتيجة هبوبها من الصحراء الكبرى نحو ساحل غانة، فهى عبارة عن رياح حارة محملة بالغبار والرمال الناعمة، وتنجح الهرمتان فى نقل هذه الرمال إلى مسافة تبلغ مئات من الكيلو مترات، وتؤدى إلى شدة تلوث الجو وتعذر الرؤية، ويبدو قرص الشمس أحمر قانياً أثناء النهار وتحجب الرمال الدقيقة ظهور النجوم ليلاً(١). ومع ذلك يطلق عليها أهالى إقليم ساحل غانة تعبير «رياح الطبيب» ذلك لأنها تقلل من الرطوبة المرتفعة التى تميز هواء هذا الإقليم(٢).

و- البركفيلدرز:

تحدث هذه الرياح المحلية فى قارة أستراليا (بنصف الكرة الجنوبى) عند مرور الانخفاضات الجوية فى جنوب شرق استراليا. وينتج عن ذلك هبوب الرياح المحلية المتربة من صحراء غرب أستراليا إلى المقدمات الدفيئة للانخفاضات الجوية. وينتج عن هذه الرياح المحلية ارتفاع درجة حرارة

---

(١) محمود حامد محمد «المتيورولوجية» القاهرة (١٩٤٦) ص١٧٥.

(٢) أ- د. عبد العزيز طريح شرف «الجغرافيا المناخية والنباتية» الاسكندرية (١٩٦١).

ب- د. فهمى هلالى أبو العطا «الطقس والمناخ» الاسكندرية (١٩٧٠) ص١٧١.

c--- Howard, J. Critchfield, "General Climatology", Prentice-Hall, N. J. (1966) P.98-99.

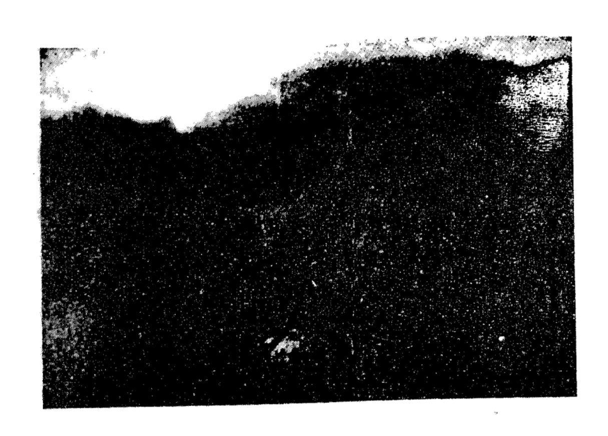
الهواء وتلوثه بالغبار والرمال الدقيقة الناعمة وسوء حالة الرؤية.

يتضح من هذا العرض أن الرياح المحلية التى تهب من المناطق الصحراوية الحارة الجافة متجهة نحو المقدمات الدفيئة للانخفاضات الجوية، تكون رياحاً دفيئة محملة بكميات ضخمة من الأتربة والرمال الدقيقة الحجم. وعند هبوب هذه الرياح المحلية المتربة يتكون أحياناً ما يعرف باسم العواصف الترابية Dust storms.

ويزداد حدوث العواصف الرملية فوق أسطح التربة الرملية المفككة الحبيبات خاصة فى الصحراء الكبرى الأفريقية (بفعل رياح الخماسين والقبلى والسموم والسيروكو) فوق مناطق واسعة من القسم الجنوبى الغربى للولايات المتحدة الأمريكية وسهولها الوسطى. وعندما يتميز هواء هذه المناطق الأخيرة بجفافه (كما حدث فى ولاية داكوتا الشمالية عام١٩٣٠) تحمل العواصف الرملية معها كميات هائلة من الذرات الترابية وتنقلها لمسافات طويلة تبعد آلاف الكيلومترات عن مناطقها الأصلية. وإذا كانت معدلات الانخفاض الراسى فى درجة حرارة الهواء مع الارتفاع Lapse rate مستقرة فتبقى الأتربة والرمال بالقرب من سطح الأرض، فى حين يكون الجو صحواً فوق أعالى العاصفة الرملية. أما إذا كان الهواء يتميز بعدم إستقراره، فهنا تحدث الاضطرابات الجوية ويصعد الهواء المحمل بالأتربة لارتفاعات عالية بعيدة عن سطح الأرض، وتتكون السحب الترابية الرمادية اللون وتلك المشبعة بالأتربة Gray dust clouds and dust laden clouds وتؤدى هذه الأتربة إلى سوء حالة الرؤية وانعدامها أحياناً. ومن أسوأ العواصف الرملية تلك التى حدثت فى سبتمبر ١٩٣٤ فوق السهول الوسطى الأمريكية، وتلك التى حدثت فوق واحة سيوه والصحراء الغربية فى مصر فى أبريل عام١٩٢٢[١]، وفوق مدينة القاهرة وغرب الدلتا فى يوم ١٠مارس ١٩٤٦ (لوحة١١ب).

---

(١) محمود حامد محمد «المتيورولوجية» القاهرة (١٩٤٦) ص١٧٢.



(لوحة١١ب) عاصفة ترابية فوق بلدة جونسون Johnson
فى كنساس بالولايات المتحدة الأمريكية فى يوم ٤أبريل عام١٩٣٥.

(٣) الرياح المحلية الجبلية المرتفعة الحرارة ذاتياً والتى تهب نحو مقدمات الانخفاضات الجوية:

تتميز هذه المجموعة من الرياح المحلية بارتفاع درجة حرارتها أيضاً وهبوبها نحو المقدمات الدفيئة للانخفاضات الجوية، إلا انها تكتسب حرارتها ذاتياً كذلك نتيجة لهبوطها فوق سفوح المنحدرات الجبلية المضادة لاتجاهها ومن بين أنواعها:

أ- الفُهن: Foehn

ترجع نشأة رياح الفُهن المحلية الجبلية تبعاً لمرور الانخفاضات

الجوية فى أواسط أوربا من الغرب إلى الشرق مصاحبة للرياح الغربية، فى نفس الوقت الذى يتكون فيه مراكز من المرتفعات الجوية (أضداد الأعاصير) فى شمال إيطاليا. وعلى ذلك تهب هذه الرياح المحلية من شمال إيطاليا وتتجه شمالاً وتصعد الفهن السفوح الجنوبية لمرتفعات الألب الوسطى المواجهة لاتجاهها Wind-ward sides، وفوق هذه السفوح الجبلية تنخفض درجة حرارة[1] الرياح مع الإرتفاع، وبالقرب من القمم الجبلية تنخفض درجة حرارتها إلى ما دون نقطة الندى ومن ثم تسقط الأمطار أو الثلوج، وتفقد الرياح قسماً كبيراً من بخار الماء الذى كان ممثلاً فيها، كما أنها تكتسب بعض الحرارة هنا بفعل الحرارة الكامنة فى الجو، ثم تصعد الفهن القمم الجبلية ذاتها، وتنحدر من عند هذه القمم الجبلية وتهبط السفوح الجبلية المضادة لاتجاهها Lee-ward sides، وعلى هذه السفوح ترتفع درجة حرارة هذه الرياح ذاتياً Adiabatic heating (أكثر من ١٢م عما كانت عليه درجة حرارتها من قبل) وذلك بسبب إنضغاطها Compression أثناء عمليات هبوطها إلى ما تحت أقدام السفوح الجبلية.

وعلى ذلك تعد الفُهن رياحاً دفيئة جافة تؤدى إلى إرتفاع حرارة الهواء الملامس للمنحدرات الجبلية المضادة لاتجاهاتها، وتساعد هذه الرياح المحلية على سرعة نضج ثمار الفاكهة والأشجار المثمرة المنزرعة فوق المنحدرات الجنوبية الجبلية فى مرتفعات الألب السويسرية. ونتيجة لطول فترة هبوب الفهن (لمدة ٤٠ يوماً فيما بين فصل الخريف، وفصل الشتاء) فإنها تساعد على سرعة إنصهار الثلج المتجمع فوق القمم الثلجية فى جبال الألب. وتنساب المياه المنصهرة على شكل سيول أو شلالات مائية من أعالى الجبال إلى المنحدرات السفلى تحت أقدامها[2].

---

(١) يصل سمك الثلج الذى تصهره رياح الفهن فى مدة نصف يوم فقط نحو ٦٥سم.

(٢) Blair, T. A.,"Weather elements", 4th edi., Prentice-Hall, N. J. (1960) P.238-241.

ب- الشنوك: Chinook

تحدث هذه الرياح المحلية الجبلية فى ولايات السهول الوسطى الأمريكية المتاخمة للسلاسل الجبلية الشرقية لمرتفعات الروكى خاصة ولايات وايومنج ومونتانا وداكوتا الجنوبية. فعندما تمر الانخفاضات الجوية فى شرق الولايات المتحدة الأمريكية وأواسطها، تنساب نحو مقدماتها هذه الرياح المداية الجبلية. وكمثل رياح الفهن فى المرتفعات السويسرية تصعد رياح الشنوك المنحدرات الغربية لمرتفعات الروكى، وتنخفض درجة حرارتها مع الارتفاع إلى ما دون نقطة الندى ومن ثم تتعرض للتكاثف ويسقط ما بها من أمطار، ثم توالى هذه الرياح عملية صعودها المنحدرات الجبلية وتعبر قمم الجبال. وعند هبوطها على السفوح الجبلية الشرقية المضادة لاتجاهها (خاصة السفوح الشرقية لمرتفعات «بيج بلت» Big Belt فى ولاية مونتانا، «وابسروكا وبيج هورن» Absaroka and Big Horn Mts فى ولاية وايومنج) تنضغط الرياح وترتفع درجة حرارتها ذاتياً من ٣٠° ف إلى أكثر من ١٠° ف. وعلى سبيل المثال عند هبوب رياح الشنوك المحلية فوق مدينة رابيد Rapid City (فى ولاية داكوتا الجنوبية) فى يوم ١٣ يناير سنة١٩١٣ ارتفعت درجة حرارة الهواء فوق هذه المدينة من -١٧° ف فى الساعة الثامنة صباحاً إلى ٤٧°ف الساعة العاشرة صباحاً(١). ومن ثم تساهم هذه الرياح المحلية فى سرعة نمو القمح الربيعى الذى يزرع فى ولاية مونتانا وفى برارى وينبيج فى كندا(٢).

جـ- سانتا آنا: Santa Ana

يعزى هبوب هذه الرياح المحلية إلى مرور الانخفاضات الجوية على طول الساحل الغربى لولاية كاليفورنيا (بالولايات المتحدة الأمريكية)،

---

(١) a--- Howard, J. Critchfield, "General Climatology", N. J. (1966) P.99.
b--- Blair, T. A. "Weather elements", 4th edi. N. J. (1960) P.238.
جـ- محمود حامد محمد «المتيورولوجية» القاهرة (١٩٤٦) ص١٧٢.

(٢) من نماذج هذه الرياح الدفيئة المحلية الجبلية كل من رياح التيرموتانا فى شمال شرق اسبانيا، والنورويستر Nor'wester فى نيوزيلند.

وتتجه رياح سانتا آنا من صحارى أريزونا وموجاف وكلورادو إلى مقدمات المنخفضات الجوية خلال فصلى الشتاء والربيع. وتجمع هذه الرياح المحلية بين صفة كل من الرياح المحلية الصحراوية الحارة المتربة، والرياح المحلية الجبلية التى تتشكل خصائصها العامة تبعاً لعمليات صعودها المنحدرات الجبلية المواجهة لاتجاهها، وهبوطها المنحدرات الجبلية المضادة لاتجاهاتها. وعلى أى حال فإن رياح سانت آنا هى فى جملتها عبارة عن رياح حارة متربة، تسبب عند حدوثها بعض الخسائر لبساتين الفاكهة فى وادى كاليفورنيا.

(٤) الرياح المحلية الباردة التى تهب نحو مؤخرة الانخفاضات الجوية:

تتميز هذه المجموعة من الرياح المحلية بهبوبها نحو مؤخرات الانخفاضات الجوية، ومن ثم فهى تُعد رياحاً باردة تعمل على إنخفاض درجة حرارة الهواء فى المناطق التى تتجه إليها ومن بين أشهر أنواعها:

أ- المسترال: Mistral

تهب رياح المسترال من المناطق الجبلية المرتفعة ومن مناطق القمم الثلجية، وتتجه صوب الأراضى المنخفضة المنسوب، على شكل لسان من الهواء البارد، وتساعد الجاذبية الأرضية وثقل هذا الهواء عملية هبوط هذا الهواء ومن ثم يطلق بعض الكتاب على مثل هذه المجموعة من الرياح المحلية تعبير(١) «رياح بفعل الجاذبية» Gravity or katabatic wind وتنساب هذه الرياح الباردة من على الجوانب الجبلية العالية التى تحيط بوادى الرون Rhone Valley فى فرنسا خاصة خلال فصلى الشتاء والربيع، ومما يزيد من شدتها وسرعة هبوطها إلى أسفل، إتجاهها صوب مؤخرات المنخفضات الجوية التى تمر بالمنطقة. وتنحصر رياح المسترال قبل وصولها جنوباً إلى شاطىء البحر المتوسط (جنوب فرنسا) بين السلاسل الجبلية فى حوض نهر الرون، ويزيد ذلك من سرعتها وشدة برودتها، ثم تصل هذه الرياح إلى مياه البحر المتوسط فتعلو الأمواج وتتكون العواصف

(١) Howard, J. Critchfield, "General Climatology", N. J. (1966) P.99.

الهوجاء التى تعرقل الملاحة البحرية خلال فترة هبوبها. ومن أمثلة المستروال كل من رياح الكريفت Le Crivetz فى رومانيا، ورياح كوسافا Kosava فى شمال غرب شبه جزيرة البلقان، ورياح البامبيرو Pampero فى جنوب شرق البرازيل والأرجنتين والبستر فى نيوزيلند(١).

ب- البورا: Bora

وهى عبارة عن رياح محلية شمالية شرقية باردة تهب من أعالى مرتفعات يوغسلافيا، وتهبط صوب منحدرات الألب الشرقية بالقسم الشمالي الشرقى من ايطاليا، وخاصة مناطق استرى Ostrie ودالمشيا Dalmatie وتريست Trieste. وتجه هذه الرياح نحومؤخرة الانخفاضات الجوية التى تتمركز فوق جنوب النمسا خلال فصل الشتاء. وقد تتصف هذه الرياح كذلك بصفات الرياح المحلية الجبلية حيث تتغير درجات حرارتها تبعاً لصعودها المنحدرات الجبلية تارة ثم هبوطها لمنحدرات الجبلية المضادة لاتجاهها تارة أخرى.

جـ- النورثر (الشمالية): Norther

تهب هذه الرياح فوق القسمين الأوسط والجنوبى من الولايات المتحدة الأمريكية وتصل مؤثراتها الطقسية أحياناً إلى المكسيك وجزر البحر الكاريبى. وهى عبارة عن رياح محلية شمالية قوية باردة تهب نحو مؤخرة الانخفاضات الجوية خلال فصل الشتاء. ويساعد على هبوبها، إنسياب أضداد الأعاصير القطبية Polar anticyclones إلى الجنوب، واقترابها من مناطق الانخفاضات الجوية فى العروض المعتدلة. ويصاحب قدوم النورثر إنخفاض سريع فى درجة حرارة الهواء (تنخفض درجة الحرارة بنحو ٢٠ف إلى ٣٠ف خلال ساعة واحدة) وتساقط المطر والثلج. وعندما تكون النورثر شديدة البرودة، تعرف فى البرارى الأمريكية وتكساس باسم الموجات الباردة Cold Waves وينتج عنها حدوث الصقيع

---

(١) Emmanuel de Martonne", Traité de géographie physique" Tome premier, Neuviéme édition, Paris (1957) P.171-172.

الذى يتلف الكثير من المزروعات، ويسبب أضرار بالغة لحدائق الموالح فى منطقة سواحل خليج المكسيك وحوض نهر ريوجراند[1].

وتشبه النورثر رياح محلية باردة أخرى تعرف فى السهول الشمالية بالولايات المتحدة الأمريكية باسم البليزارد Blizzard وتتميز هذه الأخيرة بشدة سرعتها التى تصل إلى نحو ٣٢ ميلاً فى الساعة. ويصاحب حدوث البليزارد سقوط الثلج على شكل ذرات دقيقة الحجم Drifting powdery snow وتبعاً لكثرتها فى الجو يبدو هذه الذرات الثلجية على شكل ضباب سطحى. ومن أسوأ عواصف البليزارد تلك التى حدثت فى يوم ٢١ يناير سنة١٨٨٨ فوق السهول الوسطى الأمريكية فى ولاية داكوتا الشمالية ومينسوتا حيث بلغت سرعة الرياح نحو ٥٠ ميلاً فى الساعة وإنخفضت درجة الحرارة إلى -٢٠ ف، وتساقط الثلج بغزارة، وأدت هذه الرياح إلى مصرع اكثر من ٢٠٠ شخص وهلاك الآلاف من رؤس الماشية[2]. وتتعرض سهول سيبيريا فى الإتحاد السوفيتى لمثل هذه الرياح الباردة الشديدة التى تهب نحو مؤخرة الانخفاضات الجوية، وتعرف هنا باسم رياح البوران Buran.

---

(١) Blair, T. A. "Weather elements", 4th edi. N. J. (1960) P.238

(٢) a--- Trewartha, G. T., "An Introduction to Climate", Mc Graw-Hill, N. Y. (1954) P. 332-333.

الفصل الثامن

الكتـــــل الهوائيـــة

Air masses

يعّرف الأستاذ بلير[١] Blair (1959) الكتلة الهوائية على أنها حجم كبير من الهواء الذى يتميز بعظم تجانسه على طول قطاعات عرضية فى كتلته الهائلة السمك. وعلى ذلك يميز هواء هذه الكتلة بتشابه خواصه الطبيعية، وبوجه خاص من حيث قيّم درجات حرارته ومقدار الضغط الجوى ونسبة الرطوبة فيه. وتتكون مثل هذه الكتل الهوائية فوق مناطق واسعة المساحة، قليلة التضرس من سطح الأرض وكذلك فوق المسطحات المائية، على أن تكون حركة الرياح خفيفة فى هذه المناطق. وعلى ذلك يكتسب الهواء الملامس لسطح الأرض خصائص طبيعية له تتشابه من جزء إلى آخر فيه، فى حين يتشكل الهواء العلوى هو الآخر تدريجيا بفعل المتغيرات التى تحدث فى الهواء السفلى. ويعمل كل من الإشعاع الأرضى Radiation والهواء الصاعد إلى أعلى Vertical Convection، وحركة الهواء الدوامية والإضطرابات الهوائية داخل الكتلة الهوائية Turbulence وحركات التأفق الهوائى أو التحرك الأفقى للهواء Advection or horizontal movement على تنظيم الخصائص الطبيعية للكتل الهوائية وتنوعها من كتلة إلى أخرى.

ويتشابه تعريف الأستاذ بلير للكتلة الهوائية مع غيره من التعاريف الأخرى التى إقترحها العلماء لتحديد معنى الكتلة الهوائية[٢] ويضيف الأستاذ هوارد كريتشفيلد Critchfield, (1966) انه لابد من أن تتوفر عدة

(١) Blair, T. A. "Weather elements", Prentice-Hall 3rd edi. N.J. (1959) P.174-190.

(٢) a--- Critchfield, H. J., "General Climatology", Prentice-Hall 3rd edi. N.J. (1966) P.101-142.

b--- Miller, A., "Air masses climatology", Geography, vol 38 (1953) P.55-67.

شروط حتى يتكون مثل هذا الحجم الهائل من الهواء المتجانس فى الكتلة الهوائية، وتتلخص هذه الشروط فيما يلى:

١- أن تتجمع الكتلة الهوائية فوق إقليم ما، بحيث يكون هذا الإقليم هو المصدر الرئيسى لمكوناتها أو (إقليم المنشأ) A Source region لعمليات تكوين الكتلة الهوائية، وقد يتميز هذا الإقليم بتشابه حالات الطقس اليومى فيه خلال مدة طويلة. (عدة شهور) ومن ثم قد تتجمع الكتلة الهوائية فوق مسطحات مائية واسعة Wide water surfaces أو فوق يابس متسع Wide land surfaces ولكن يندر أن تتجمع الكتل الهوائية فوق المناطق التى يتداخل فيها اليابس مع المسطحات المائية، أو فوق مناطق اليابس المتنوعة التضرس.

٢- لابد أن تتعرض مناطق تجمع الكتل الهوائية أو إقليم المنشأ للهواء الهابط باستمرار، ويتشتت هذا الهواء الهابط عند إقترابه من سطح الأرض "Large scale subsidence and divergence of air over the source region" وعلى ذلك يصبح الهواء الهابط عند «إقليم المنشأ» متجانس فى الخصائص الطبيعية مثل خصائص هواء إقليم المنشأ ذاته[١].

٣- ألا تتعرض مناطق تكوين الكتل الهوائية لعمليات صعود الهواء من أسفل إلى أعلى وتجمع الهواء الصاعد فى مناطق الهواء العلوى Convergence and rising air، ذلك لأنه عند مثل هذه المناطق الأخيرة يتكون فوقها مراكز من الضغط المنخفض تنجذب الرياح إليها من كل إتجاه، ويصبح هواء هذه المناطق متغيراً ومتحدداً وتتنوع فيه خصائص الطبيعة من جزء إلى آخر.

الرصد الجوى والتحليل المتيورولوجى للكتل الهوائية:

إذا ما تحركت الكتل الهوائية من إقليم المنشأ نحو مناطق أخرى، قد

---

(١) المرجع السابق (كريتشفيلد) ص١٠١.

تتعرض لكثير من التغيرات وتتباين خصائصها الطبيعية من جزء إلى آخر، كما قد يجد العاملون فى رصدها الجوى صعوبات كبيرة عند تحديد مساراتها وتمييز خواصها العامة. على سبيل المثال فإنه إذا تكونت كتلة هوائية فوق سطح من اليابس فى العروض الباردة، ثم تحركت هذه الكتلة الهوائية لأسباب ما، وتجمعت فوق مسطحات مائية فى العروض المدارية، تتغير خصائصها الطبيعية وترتفع درجة حرارة هواء هذه الكتلة وتزداد نسبة الرطوبة فيها وتكتسب خصائص جديدة لم تكن ممثلة فيها من قبل. ويتعرض القسم الأسفل من هذه الكتلة الهوائية لمتغيرات محلية متعددة. فعند هذه المسطحات المائية الدفيئة يتشكل الهواء السفلى من الكتلة بالهواء الدافىء المصاحب للتيارات البحرية الدفيئة وللكتل المائية الدفيئة، وبالهواء الساخن الذى يتجمع فوق الجزر المحيطية. وبتغير الهواء السفلى من الكتلة الهوائية، تصبح الكتلة غير مستقرة ويمتد هذا التغير إلى الطبقات العليا من هوائها، وهنا تحدث الإضطرابات الهوائية، والحركات الهوائية الدوامية، ويتميز الهواء بعدم تجانس خصائصه العامة من قسم إلى آخر على طول قطاعاته العرضية وعلى إرتفاعات مختلفة. وتسجل هذه التغيرات الطقسية فى الكتل الهوائية عن طريق عمليات الرصد الجوى فى الهواء العلوى Upper air observations خاصة باستخدام البالونات المذيعة Radio-Sonde أو ما يسمى باسم «رويبس Raobs»[1] وبالبيانات التى تبثها الأجهزة المطورة المثبتة فى الأقمار الصناعية المناخية (المتيوسات).

ويهتم المتيورولوجى عند تحليل الكتل الهوائية وتمييز كل منها بما يلى:

---

(١) استخدمت الطائرات لرصد درجات حرارة الهواء ونسبة رطوبته فى الكتل الهوائية على ارتفاعات تزيد عن ٥كم (يصل الضغط إلى ٥٥٠ ملليبار فقط. كما تستخدم هنا ترمومترات كحولية مدرجة إلى ٣٥ تحت الصفر) ولما كانت هذه الوسيلة مكلفة، فيستخدم اليوم ما يعرف باسم «المتيوجراف اللاسلكى» وهو عبارة عن جهاز يعلق بالبالون الكشاف ويتركب من «مرسل» لاسلكى أوتوماتيكى ينبع تلقائياً إشارات لاسلكية تختلف باختلاف مقدار الضغط والحرارة والرطوبة أثناء صعود المتيوجراف إلى أعالى الجو. وأول من إستعمله هى سفينة الأبحاث الفرنسية «كريمر» فى المحيط الأطلسى فى نوفمبر ١٩٣٧، راجع: محمود حامد محمد «المتيورولوجية» القاهرة (١٩٦١) ص١١٩.

١- متابعة مراحل التغير فى خصائص هواء الكتلة الهوائية منذ بداية تحركها من منطقة المنشأ إلى المناطق الجديدة التى تصل إليها.

٢- تسجيل بيانات الخصائص الطبيعية (درجة الحرارة، كثافة الهواء وثقله والضغط الجوى ونسبة الرطوبة وعمليات صعود الهواء وهبوطه..) على طول قطاعات عرضية تؤخذ فى الكتلة الهوائية على إرتفاعات محددة من سطح الأرض.

٣- تسجيل الإختلافات الرأسية فى الخصائص العامة للكتلة الهوائية.

وترصد الخصائص العامة للكتل الهوائية فى محطات الرصد الجوى اليوم باستخدام الراديو سوند وهو عبارة عن صندوق خفيف الوزن مثبت به جهاز راديو إرسال ويوضع بالصندوق كذلك أجهزة لقياس الضغط الجوى، ودرجة حرارة الهواء، ونسبة الرطوبة، تقوم بعملها مع إرتفاع البالون المطاط فى الطبقات العليا للغلاف الجوى. وعلى ذلك يمتلىء البالون بغاز الهيدروجين المضغوط حتى تسهل عملية صعود الجهاز إلى طبقات الجو العليا. وعندما ينفذ الهيدروجين، ينفجر البالون فى الجو ويسقط صندوق او حقيبة أجهزة الرصد على الأرض (بعد إنتهاء عمليات الرصد الجوى) بالاستعانة بمظلة a parachute تساعد على وصول الأجهزة إلى الأرض وإذا لم يعثر الراصد الجوى على حقيبة الأجهزة فإن أجهزة الرصد الجوى بالراديو سوند تتصل حركاتها أيضاً بجهاز إرسال لاسلكى يعمل ببطارية وله القدرة على إرسال إشارات إلى أجهزة الاستقبال اللاسلكى عند سطح الأرض والتى تسجل بدورها كل ما تقوم به هذه الأجهزة من عمليات رصد هواء الغلاف الجوى من بداية نقطة صعود الراديو سوند من عند سطح الأرض حتى نقطة إنفجار البالون فى الجو والتى قد تصل أحياناً إلى إرتفاع ١٠٠,٠٠٠ قدم(١). وفى محطات

(١) L Critchfield,"General Climatology", Prentice-Hall N.J. (1966) P.102

الأرصاد الجوية المتطورة يمكن تتبع البالون المذيع باستخدام الرادار لمعرفة إتجاه الرياح وسرعتها فى الطبقات العليا «نظام روين Rawin» ومن ثم يطلق على الرصد الجوى العلوى المزدوج فى هذه الحالة تعبير «Rawinsonde».

وقد إستخدم اليابانيون أثناء الحرب العالمية الثانية أجهزة الرصد الجوى العلوى. وتعتمد هذه الأجهزة على تزويدها ببالون من المطاط، يلحق به جهاز راديو متيورولوجى ballon-born radio-meteorological apparatus ويمكن التحكم فى مسار الجهاز تبعاً لمقدار الغازات فى بالون الجهاز. وتعرف مثل هذه الأجهزة باسم «البالونات المذيعة الترانزستور أو الترانزستور الطائر Transo-sonde ballons ويمكن لها أن تستمر فى مساراتها تحت ضغط ثابت لعدة أيام. وتستطيع أجهزة الاستقبال عند سطح الأرض تحديد موقع الترانزستور الطائر وذلك باستخدام أجهزة راديو خاصة تقوم بتحديد الذبذبات الصوتية التى تصدر عن الجهاز. وقد إستخدم جهاز الترانزستور الطائر بنجاح كبير فى رصد وتسجيل الخصائص المتيورولوجية لطبقات الهواء العلوى فوق أجزاء واسعة من المحيط الهادى.

وحيث إن عدد محطات الرصد الجوى للطبقات العلوية Roabs التى تستخدم البالونات المذيعة تعد محدودة جداً، فإن تسجيل الخصائص المتيورولوجية للأجزاء العليا من الغلاف الجوى لا تتم إلا بصورة محلية وفى مواقع محددة. ومعنى ذلك أن أى خريطة خاصة بالطقس الجوى العلوى لا تدل إلا على حالة الهواء العلوى فى مكان محدد ولوقت قصير معلوم. ولايزال من الصعب إنشاء خرائط طقسية إقليمية أو عالمية توضح حالات التغير اليومى فى الهواء العلوى بالكتل الهوائية. وعلى ذلك فإن بعض محطات الرصد الجوى (مثل محطة سوتلاند فى ماريلاند بالولايات المتحدة الأمريكية) تقوم بإنشاء خرائط طقس يومية، لمناطق محددة على إرتفاعات عالية من الهواء العلوى (عند مستويات ضغط

مقدارها ٨٥٠، ٧٠٠، ٥٠٠، ٣٠٠ ملليبار). وتساعد مثل هذه الخرائط على تحديد مناطق الإستقرار ومناطق الإضطرابات الهوائية، وإبعاد الكتل الهوائية وإمتدادها وخصائصها العامة. غير أن إستخدام الأقمار الصناعية المناخية (المتيوسات) أسهم بصورة فاعلة فى إنشاء مرئيات فضائية توضح تجمعات الكتل الهوائية والسحب وبخار الماء ومراكز نشوء الأعاصير المدارية على كل سطح الكرة الأرضية مما أدى إلى حدوث نقلة نوعية هائلة فى قاعدة المعلومات المتيورولوجية التى يتعامل معها الباحثون اليوم.

إستقرار الكتل الهوائية وعدم إستقرارها:

Stability and instability of air masses

يهتم المتيورولوجى بدراسة العوامل التى تؤدى إلى حدوث التيارات الهوائية الصاعدة فى الجو، ذلك لأن عمليات حدوث التساقط Precipitation (المطر والثلج) ترتبط بعمليات التبريد الذاتى Adiabatic Cooling والتكاثف Condensation بعد صعود الهواء المحمل ببخار الماء إلى أعلى. وإذا إستقرت كتلة هوائية وظلت فى مكانها، ولم تتأثر باختلافات حرارية فى طبقاتها السفلى بحيث تجعلها معرضة للإضطرابات الهوائية، فيطلق على مثل هذه الكتل تعبير كتلة هوائية مستقرة Stable air mass. أما إذا تعرض القسم الأسفل من الكتلة الهوائية، لهواء ساخن -كما سبقت الإشارة من قبل فقد ينتج عن ذلك حدوث إضطرابات هوائية رأسية Vertical motions داخل نطاقها، وتتحرك الكتلة الهوائية من موقعها إلى مواقع أخرى فى الغلاف الجوى ذات ضغط جوى أكثر إنخفاضاً، ويطلق عليها فى هذه الحالة تعبير كتلة هوائية غير مستقرة unstable air mass. أما إذا كانت الظروف الطقسية المحلية تساعد الكتلة الهوائية على التحرك من منطقة نشؤها إلى مناطق أخرى بحيث تظل الكتلة الهوائية محتفظة بصورتها العامة. ولا تتعرض إلا لاضطرابات هوائية ثانوية فيطلق عليها

فى هذه الحالة تعبير كتلة هوائية فى حالة الثبات المحايد[1] in a state of neutral equilibrium.

وعندما تتميز الكتلة الهوائية ببرودتها وجفافها، فغالباً ما تحافظ على استقرار حالتها ومن بين أهم العوامل التى تساعد على إستقرار الكتل الهوائية ما يلى:

أ - زيادة برودة سطح الأرض بفعل الإشعاع الأرضى أثناء الليل.

ب - تجمع الهواء السفلى للكتلة الهوائية فوق أسطح باردة.

جـ- تكوين الكتل الهوائية الدفيئة فوق مناطق مرور التيارات البحرية والكتل المائية الباردة نسبياً.

د - اقتراب الكتل الهوائية من سطح اليابس المجاور لها الذى يكون أبرد من المسطحات المائية خلال فصل الشتاء.

هـ-تعرض الكتل الهوائية لعمليات هبوط الهواء من اعلى الى اسفل Subsidence of air، وانضغاط الهواء.

أما حالة استقرار الكتلة الهوائية، فتحدث أساساً عند إرتفاع درجة حرارة الهواء فى القسم الأسفل منها، وعلى ذلك يقل وزن الهواء الساخن ويصعد إلى أعلى. وتتعرض الكتلة الهوائية للضطرابات الهوائية والتيارات الهوائية الدوامية فى قسمها الأسفل فى حين تحدث عمليات التكاثف والتساقط فى قسمها الأعلى، وكلها عوامل تساعد على تحرك الكتلة الهوائية أو تشتتها.

وعند تحرك الكتل الهوائية قد تعمل بعضها على الإحتفاظ بخصائصها الطبيعية الأصلية وخاصة فى أجزائها العليا. فى حين تتشكل الأجزاء السفلى منها بين الحين والآخر بالمؤثرات المحلية المختلفة التى تؤثر فى حالة الهواء القريب من سطح الأرض. وعندما تتقابل كتلتان هوائيتان

---

(١) Taylor, G.F.,"Aeronalitical meteorology", Pitman, N.Y. (1938) P.102.

مـختلفتان فى خصـائصهـما الطبـيـعية فإنهـما لا يمـتزجـان بسـهـولة، بل يتجـمع الهـواء السـاخن ويصـعـد إلى أعلى، ويهبـط الهـواء البارد إلـى أسـفل، ويتكون ما يعـرف باسـم «الجبـهات» Fronts أو جبـهات الإضطراب الهـوائى Discontinuities على طول مـناطق إلتـقـاء الكتل الهـوائيـة البـاردة بـالكتل الهوائية الأدفأ منها نسبياً. ونتيجـة لتكوين الجبهات فوق أجزاء متفرقة من سطح الأرض تضطرب حالة الطقس بين ساعة وأخرى.

تصنيف الكتل الهوائية ومجموعاتها المختلفة

Classification of air masses

رجح العلـمـاء كـثـيـراً من التـقـاسـيم لتـصـنيف الكتل الهـوائـيـة إلى مـجـمـوعات مـختـلفة، ويعـد التقـسـيم الأمريكى للكتـل الهوائيـة أكثـر هذه التقاسـيم شيوعاً، ويعـتمـد هذا التقـسيم على أساس إختـلاف مناطق نشأة الكتل الهـوائية ووفـقـاً لذلك تقـسـم مـجـمـوعـات الكتل الهـوائيـة إلى أربع مجموعات هى:

١- الكتل الهوائية القطبية (الشديدة البرودة)	Arctic (A)
٢- الكتل الهوائية القطبية الباردة.	Polar (P)
٣- الكتل الهوائية المدارية.	Tropical (T)
٤- الكتل الهوائية الإستوائية.	Equatorial (E)

ثم تصـنف هذه الكتل الهوائـية السـابقـة تصـنيفـاً ثانوياً على أسـاس موقع نشـأتها بالنسـبة للمسـطحات المائية او اليـابس وعلى ذلك يمكن تمييز كل منه إلى أى من :

أ- كتل قارية.	Continental (c)
ب- كتل بحرية.	Maritime (m)

كما تصـنف أى من كل هذه الكتل الهوائية التـى سبقت الإشـارة إليها

على أساس إختلاف درجة حرارتها إلى ما يلى:

أ- كتل هوائية دفيئة. Warm (w)

ب- كتل هوائية باردة. Cold (k)

ثم وفقاً لحالة الكتل الهوائية تضاف عدة رموز أخرى ثانوية فإذا كانت الكتل الهوائية مستقرة أو غير مستقرة يرمز إليها بالرموز الإضافية الآتية:

أ- كتل هوائية مستقرة. Stable (s)

ب- كتل هوائية غير مستقرة. Cold (k)

وقد ميز المتيورولوجيون كذلك كتلاً هوائية علوية ثانوية تتكون فى الطبقات العليا من التروبوسفير Troposphere خاصة فوق المناطق المرتفعة فى العروض شبه المدارية، ويهبط هواء هذه الكتل من أعلى إلى أسفل ومن ثم يرمز إليها بالرمز Subsidence air (S). ولا يتأثر مكان ما من سطح الأرض بجميع مجموعات الكتل الهوائية، بل قد تتشكل ظروفه الطقسية والمناخية بمؤثرات بعض هذه الكتل الهوائية. وعلى سبيل المثال تتلخص الكتل الهوائية الرئيسية التى تشكل أراضى أمريكا الشمالية فى الجدول الآتى[1]:

(١) Blair, T.A.,"Weather element" Prentice-Hall, N.J. (1959) P.179

الكتل الهوائية	الرمز العلمى	مناطق نشأتها
الكتل الهوائية القطبية القارية Polar Continental	cPk	كندا والسكا والمناطق القطبية الشديدة البرودة
	cPw	قطبية باردة.
الكتل الهوائية القطبية البحرية Polar Maritime	mPw	شمال غرب المحيط الأطلسى (شديدة البرودة)
	mPw	حول جزر الوشيان بالمحيط الهادى (باردة)
الكتل الهوائية المدارية القارية Tropical Continental	cTk	جنوب غرب الولايات المتحدة (باردة)
	cTw	شمال المكسيك فى فصل الصيف (دفيئة)
الكتل الهوائية المدارية البحرية Tropical Maritime	mTk	بحر سرجاسو والبحر الكاريبى وخليج المكسيك
	mTw	فوق المياه المدارية من المحيط الهادى
الكتل الهوائية العليا Superior	s	بالقسم الأعلى من طبقة التروبوسفير فوق العروض شبه المدارية من أمريكا الشمالية

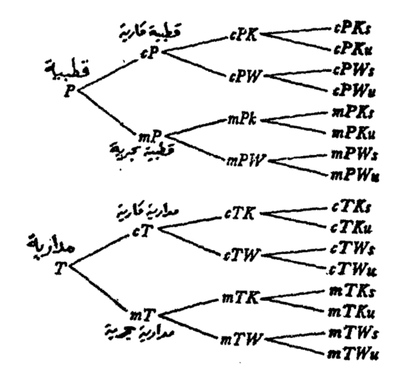
وعلى ذلك قد تنقسم الكتل الهوائية الواحدة إلى ثمان كتل هوائية مختلفة تبعاً لتنوع خصائصها الطبيعية(١)، كما يتبن ذلك فيما يلى:

أ - الكتلة القطبية: P يمكن أن تكون قطبية قارية cP أو قطبية بحرية mP، وكل منهما قد تكون باردة cPk, mPk أو دفيئة cPw, mPw،

(١) Trewartha, G.T.,"An Introduction to climate", Mc Graw-Hill, N.Y. (1954) P.154

وكل من هذه الكتل الهوائية الأربعة الأخيرة قد تنقسم إلى قسمين هما كتل مستقرة (s) وكتل غير مستقرة (u).

ب - والكتلة المدارية: T يمكن أن تكون مدارية قارية cT أو مدارية بحرية mT، وكل منهما قد تكون باردة cTk, mTk أو دفيئة cTw, mTw، وكل من هذه الكتل الأربعة الأخيرة قد تنقسم إلى قسمين هما كتل مستقرة (s) وكتل غير مستقرة (u) (شكل٤٢).



(شكل٤٢) رموز الكتل الهوائية

تعديل الخصائص العامة للكتل الهوائية:

Modification of air masses

عندما تنتقل الكتلة الهوائية من مناطق نشأتها إلى منطقة أخرى تختلف خصائصها الطبيعية (خاصة من حيث درجة الحرارة ونسبة الرطوبة) عن هواء هذه الكتلة، تتحور وتتشكل الكتلة الهوائية تحت هذه الظروف والعوامل الجديدة، كما أن هواء الكتلة نفسه يؤثر بدوره فى الخصائص العامة للهواء الملامس لسطح المنطقة التى إنتقلت إليها الكتلة الهوائية. وكلما ظلت الكتلة الهوائية فى المنطقة التى إنتقلت إليها مدة طويلة تشتد درجة تغيرها ويظهر هذا التغير بشكل واضح فى القسم الأعلى من الكتلة الهوائية حيث تتغير بالتدريج درجات حرارة الهواء فيها، وكذلك نسبة الرطوبة فى حين نلاحظ أن القسم الأعلى من الكتلة الهوائية يعد اقل تاثراً بهذه التغيرات. أما إذا كانت المنطقة التى إنتقلت إليها الكتلة الهوائية تختلف إختلافاً كبيراً من حيث الخصائص الطبيعية بينها وبين هواء الكتلة الهوائية فلا يقتصر التغير فى هذه الحالة على تغير الأجزاء السفلى من الكتلة الهوائية بل على أجزائها العليا كذلك وتصبح غير مستقرة بل قد تتلاشى نهائياً

وعلى سبيل المثال قد تصل الكتل الهوائية إلى حوض نهر أوهيو بالولايات المتحدة الأمريكية على شكل كتلة هوائية متحدة الإتجاه الجنوبى الغربى، وربما قبل وصول هذه الكتلة الهوائية بعدة أيام، قد يتعرض حوض هذا النهر لكتلة هوائية قطبية متجهة نحو الجنوب وآتية من كندا. وعلى ذلك تختلف الخصائص الطبيعية المناخية للكتلة الهوائية القطبية فوق حوض نهر أوهيو عن تلك الخاصة بالكتلة الهوائية الجنوبية الغربية المدارية. ومن ثم تختلف درجة الحرارة ونسبة الرطوبة وإتجاه الرياح فى حوض هذا النهر إذا ما تعرض لمؤثرات عدة كتل هوائية مختلفة الخصائص الطبيعية.

ولذلك فإن تشكيل الخصائص العامة للكتل الهوائية يتوقف على إختلاف درجات حرارة هواء الكتلة من ناحية، وحرارة الهواء الملامس لسطح المنطقة التى إتجهت إليها هذه الكتلة من ناحية أخرى. ومن هنا يظهر أهمية الرمزين التى سبقت الإشارة إليهما من قبل وهما w (هواء دافىء)، وK (هواء بارد). فعند تحرك كتلة هوائية قطبية بحرية مستقرة mP نحو الجنوب صوب المناطق المرتفعة الحرارة من أراضى الولايات المتحدة الأمريكية خاصة خلال فصل الصيف، فتصبح أبرد من الهواء الملامس لسطح الأرض عند هذه المناطق وعلى ذلك تُميز بالرمز mPk (أى كتلة هوائية قطبية بحرية باردة) وعندما تسخن هذه الكتلة من أسفل إلى أعلى (تبعاً لارتفاع درجة حرارة الهواء الملامس لسطح الأرض فى المناطق الجديدة لتواجدها) وتظل الأجزاء العليا منها لم تتأثر بعد بهذه المؤثرات يزداد الاختلاف الحرارى بين القسم الأسفل من الكتلة الهوائية والقسم الأعلى منها. وتقل درجة الاستقرار فى هواء الكتلة decreases the stability وينتج عن ذلك حدوث حركات الهواء الدوامية Turbulences وتصاعد الهواء الساخن إلى أعلى Convection وهكذا تتغير الخصائص العامة للكتلة الهوائية وتتشكل بخصائص جديدة مكتسبة تبعاً لظروف المنطقة التى إنتقلت إليها الكتلة الهوائية. أما إذا تحركت كتلة هوائية مدارية نحو الشمال إلى المناطق الشديدة البرودة عنها، فتتغير خصائصها العامة، وإذا كانت نسبة الرطوبة فيها مرتفعة، قد تتعرض لعمليات التكاثف وسقوط الأمطار. ويمكن القول بوجه عام أن الرمز w أى الهواء الساخن يدل على أن الكتلة الهوائية مستقرة نسبياً، فى حين أن الرمز k أى الهواء البارد يدل على أن الكتلة الهوائية غير مستقرة.

الخصائص العامة للكتل الهوائية التى تؤثر فى طقس ومناخ قارة أمريكا الشمالية

تؤثر الكتل الهوائية المتنوعة فى التغيرات اليومية للطقس فوق أراضى قارة أمريكا الشمالية، ويقصد بالخصائص العامة للكتل الهوائية

دراسة حرارة الهواء ونسبة رطوبته ومقدار تغير الحرارة رأسياً مع الارتفاع فى الهواء العلوى Lapse rate. كما يهتم المتيورولوجى كذلك بدراسة نقطة الندى Dew point فى الكتل الهوائية ومدى الرؤية Visibility وأنواع السحب. ويلاحظ أن أنواع الكتل الهوائية التى تتحرك فوق قارة أمريكا الشمالية صيفاً تختلف عن تلك التى تتحرك إليها خلال فصل الشتاء. وتتلخص أهم أنواع الكتل الهوائية فى أمريكا الشمالية وخصائصها العامة فيما يلى:

(أولاً) الكتــل الهوائيــة الشتويــة

١- الكتلة الهوائية القطبية القارية الشتوية: cP (in winter)

تعد المناطق الرئيسية لتكوين هذه الكتل الهوائية هى كندا والمحيط القطبى الشمالى وشمال شرق سيبيريا. ويتشكل هواء هذه الكتلة القطبية الباردة بالفرشات الثلجية التى تغطى سطح الأرض، ومن ثم يتميز الهواء الأسفل من هذه الكتلة الهوائية بشدة برودته تحت تأثير فعل البرودة بالإشعاع Radiation cooling خلال الليالى الشتوية الطويلة فى العروض العليا، وعلى ذلك يلاحظ أن درجة الحرارة هنا تزداد بالإرتفاع (تبعاً لسخونة الهواء العلوى من الكتلة الهوائية بالنسبة للهواء السفلى الشديد البرودة)، ولكن حتى إرتفاع معين من الكتلة الهوائية تبدأ درجة حرارة الهواء فى الإنخفاض مع الإرتفاع إلى أعلى ويؤدى هذا الإنقلاب أو التغير فى نظام الحرارة إلى حالة من الإستقرار الواضحة فى الكتلة الهوائية القطبية، ويعزى ذلك إلى عدم حدوث تيارات هوائية صاعدة، كما تقل كذلك الحركات الدوامية للهواء[1]. Convection is impossible and turbulence is reduced.

ومن دراسة الخصائص المتيورولوجية للكتلة الهوائية القطبية القارية فى محطة الرصد الجوى بمدينة «اللنديل» Allendale، يتبين أن درجة

---

(١) Blair, T.A.,"Weather element" Prentice-Hall, N.J. (1959) P.180

حرارة هواء هذه الكتلة عند سطح البحر تبلغ نحو -١٥ْف، ثم يبلغ نحو-١٣ْف عند إرتفاع كيلو متر واحد فوق سطح البحر، ونحو -٤ْف عند إرتفاع ٢كم ثم تنخفض درجة الحرارة من جديد مع الإرتفاع فى هواء هذه الكتلة القطبية القارية حيث يصل إلى -١٣ْف عند إرتفاع ٤كم فوق سطح البحر. وتبلغ الرطوبة النسبية Relative humidity فى هذه الكتلة الهوائية نحو ٨٢٪ عند سطح البحر وتنخفض إلى ٧٥٪ عند إرتفاع ٢كم فوق سطح البحر ونحو ٧١٪ عند أعالى هذه الكتلة الهوائية على إرتفاع ٤كم فوق سطح البحر[١]. (انظر الجدول).

ويلاحظ أن الرطوبة النوعية Specific humidity فى هذه الكتلة الهوائية القطبية القارية تعد بسيطة جداً، حيث لا تزيد عن ٠,٣٢جرام لكل كيلو جرام من الهواء عند مستوى سطح البحر، ثم تصل إلى نحو ٠,٦جرام لكل كيلو جرام عند منسوب ٢كم فوق مستوى سطح البحر. وتسبب هذه الكتلة الهوائية القارية القطبية cP حالة من الطقس تتميز بصفاء الجو وإنخفاض درجة الحرارة وبالرؤية الجيدة. وعندما تتحرك هذه الكتلة الهوائية نحو الجنوب (أى نحو المناطق الأشد حرارة منها) تتحول بالتدريج إلى كتلة هوائية قطبية قارية باردة cPk.

---

(١) Trewartha, G.T.,"An Introduction to climate", Mc Graw-Hill, N.Y. (1954) P.162

الخصائص العامة للكتل الهوائية الشتوية فوق قارة أمريكا الشمالية

الكتل الهوائية الشتوية	المحطة	الخصائص العامة	إرتفاع الكتلة الهوائية (كم عن سطح البحر)				
			عند سطح البحر	١ كم	٢ كم	٣ كم	٤ كم
١- القطبية القارية Pc	الأنديل	الحرارة فْ	- ١٥	- ١٣	- ٤	- ٧	- ١٣
		الرطوبة النوعية جرام / كجم	٠ر٣٢	٠ر٣٥	٠ر٦٠	٠ر٥٠	٠ر٤٥
		الرطوبة النسبية ٪	٨٢	٨٠	٧٥	٦٣	٧١
	بوسطن	الحرارة فْ	٢١	٦	صفر	- ٩	- ٢٠
		الرطوبة النوعية جرام / كجم	٠ر٩	٠ر٦	٠ر٥	٠ر٣	٠ر٢
		الرطوبة النسبية ٪	٤٣	٥٠	٥٠	٤٤	٤٨
٢- القطبية البحرية Pm	سيتل	الحرارة فْ	٤٦	٣٢	١٨	٧	- ٢
		الرطوبة النوعية جرام / كجم	٤ر٤	٢ر٧	١ر٥	٠ر٨	٠ر٤
		الرطوبة النسبية ٪	٦٦	٦٤	٦٤	٥٢	٣٥
	الأنديل	الحرارة فْ	٣٠	٤٥	٣٤	- ١٩	٧
		الرطوبة النوعية جرام / كجم	٣ر٠	٣ر٠	٢ر٢	١ر٥	١ر١
		الرطوبة النسبية ٪	٨٣	٤٣	٤٤	٤٨	٦٠

تتمة الخصائص العامة للكتل الهوائية الشتوية فوق قارة أمريكا الشمالية

٣- المدارية البحرية Pm	ميامى (فلوريدا)	الحرارة ف°	٧٧	٦٨	٥٥	٤٦	٣٧
		الرطوبة النوعية جرام / كجم	١٦٫٣	١٣٫٣	٩٫٨	٦٫٢	٥٫٢
		الرطوبة النسبية ٪	٨٢	٨٢	٨٣	٦٦	٦٧
	بوسطن	الحرارة ف°	٥٧	٤٨	٥٧	٣٦	٢٥
		الرطوبة النوعية جرام / كجم	٨٫٨	٦٫٥	٦٫٢	٤٫٦	٢٫٩
		الرطوبة النسبية ٪	٨٨	٥٩	٧٠	٧٥	٦٥
	سان دييجو	الحرارة ف°	٦٨	٥٩	٥٠	٤٣	٣٤
		الرطوبة النوعية جرام / كجم	١١٫٩	٩٫٨	٦٫٨	٤٫٠	٢٫١
		الرطوبة النسبية ٪	٨٦	٨١	٧٠	٥١	٣٣

٢- الكتل الهوائية القطبية البحرية الشتوية: mP (in winter)

تتمثل مناطق نشأة هذه الكتلة الهوائية فوق كل من:

أ - القسم الشمالى من المحيط الهادى فى منطقة الضغط المنخفض الألوشى Aleutian Low.

ب- القسم الشمالى الغربى من المحيط الأطلسى بالغرب من سواحل نيوفوندلاند وهضبة لبرادور وجزيرة جرينلاند.

وتتميز هذه الكتل القطبية البحرية عند بداية نشأتها بالإستقرار (خاصة فى شرق سيبيريا) ولكن عندما تتحرك شرقاً فوق المسطحات المائية الدفيئة نسبياً فى المحيط الهادى، ترتفع درجة حرارة الهواء فيها وكذلك نسبة الرطوبة خاصة فى القسم الأسفل منها. ومن ثم تختلف درجة حرارة القسم الأسفل منها عن القسم العلوى لها، ويتميز التغير الراسى فى درجة الحرارة مع الإرتفاع إلى أعلى بأنه شديد الإنحدار Steep Lapse rate.

وقد أوضحت محطة الرصد الجوى بمدينة سيتل Seattel بأن درجة حرارة الكتلة الهوائية القطبية البحرية الشتوية تصل إلى نحو ٤٦°ف عند سطح البحر، وتنخفض درجة الحرارة مع الإرتفاع بسرعة بحيث تبلغ ١٨°ف عند إرتفاع ٢كم ونحو ٧ف عند إرتفاع ٣كم ثم نحو -٢°ف عند إرتفاع ٤كم فوق سطح البحر. ولا تزيد الرطوبة النوعية عن ٤,٤ جرام لكل كجم من الهواء عند مستوى سطح البحر، وتنخفض الرطوبة النوعية فى هذه الكتلة الهوائية مع الإرتفاع حيث تصل إلى ١,٥ جم لكل كجم من الهواء عند إرتفاع ٢كم ثم إلى نحو ٤ ,جم لكل كجم من الهواء عند إرتفاع ٤كم من مستوى سطح البحر. كذلك تقل الرطوبة النسبية فى هواء هذه الكتلة مع الإرتفاع، فبينما تصل الرطوبة النسبية ٦٦٪ عند مستوى سطح البحر، فإنها تبلغ عند أعالى هذه الكتلة الهوائية على إرتفاع ٤كم من سطح البحر نحو ٣٥٪ فقط. وينجم عن إنخفاض درجة حرارة الهواء إلى ما دون نقطة

الندى حدوث التكاثف وتكوين السحب الركامية Cumulus بأعالى هذه الكتلة الهوائية. وعندما تقترب هذه الكتلة الهوائية من الساحل الغربى لقارة أمريكا الشمالية تصبح كتلة قطبية بحرية باردة نسبياً mPk، وعندما تتحرك إلى داخل القارة ترتفع درجة حرارة الهواء السفلى لها من جديد وتصبح ادفأ نسبياً mPw.

٣- الكتلة الهوائية المدارية البحرية الشتوية: mT (in winter)

يتمثل المصدر الرئيسى لهذه الكتلة الهوائية خلال فصل الشتاء فى مناطق الضغط المرتفع فوق العروض شبه المدارية للمسطحات المائية بالمحيط الهادى، فيما بين شبه جزيرة كاليفورنيا شرقاً حتى جزر هاواى غرباً. كما قد تتكون هذه الكتلة كذلك فوق مياه البحر الكاريبى ومياه خليج المكسيك خلال فصل الشتاء. وتتميز حرارة هواء هذه الكتلة وكذلك نسبة الرطوبة فيها بإعتدالهما، فى حين يتميز الهواء الدافىء فيها بهبوطه المستمر من أعلى إلى أسفل ليحل محل الهواء الأكثر دفئاً والصاعد إلى أعلى.

ومن دراسة بيانات محطة الرصد الجوى فى مدينة ميامى Miami (فلوريدا) للكتلة المدارية البحرية الشتوية mT، يتبين أن درجة حرارة هواء هذه الكتلة عند مستوى سطح البحر يصل إلى ٧٧°ف، وتنخفض درجة حرارة الهواء مع الإرتفاع حيث تصل إلى ٥٥°ف عند إرتفاع ٢كم فوق مستوى سطح البحر ثم تنخفض إلى ٣٧°ف عند إرتفاع ٤كم فوق سطح البحر. ولكن هواء هذه الكتلة الهوائية المدارية يعد ادفأ بكثير من هواء الكتلتين الشتويتين التى سبقت الإشارة إليهما من قبل.

وترتفع الرطوبة النوعية فى هواء الكتلة المدارية البحرية الشتوية حيث تصل إلى نحو ١٦,٣جرام لكل كجم من الهواء عند مستوى سطح البحر، ثم تنخفض مع الإرتفاع حتى تصل إلى ٥,٢جرام لكل كجم من الهواء بأعالى هذه الكتلة عند إرتفاع ٤كم فوق مستوى سطح البحر. أما

الرطوبة النسبية فتصل فى هذه الكتلة المدارية إلى نحو ٨٢ ٪ عند مستوى سطح البحر ونحو ٨٣ ٪ عند إرتفاع ٢كم فوق مستوى سطح البحر، ثم تنخفض إلى ٦٧ ٪ عند إرتفاع ٤كم فوق مستوى سطح الحبر. وعندما تتحرك هذه الكتلة الهوائية المدارية البحرية شمالاً نحو المناطق الباردة تصبح أكثر دفئاً من الهواء الملامس لسطح الأرض عند هذه المناطق الأخيرة، وعلى ذلك يرمز إليها بالرمز mTw، أى كتلة هوائية مدارية بحرية دفيئة.

(ثانيا) الكتل الهوائية الصيفية

١- الكتلة الهوائية القطبية القارية الصيفية: cP (in Summer)

يتمثل المصدر الرئيسى لهذه الكتلة الهوائية فوق المسطحات القارية الواسعة لشبه جزيرة السكا وشمال كندا وأواسطها ولا يتغطى سطح هذه المناطق بالثلج خلال فصل الصيف، بل ترتفع درجة حرارة الهواء الملامس لها خلال الأيام الصيفية المشمسة، وينتج عن ذلك حدوث حالة عدم إستقرار Instability فى الكتلة الهوائية. إلا أن الهواء فى القسم الأكبر من هذه الكتلة الهوائية يظل بارداً بمقارنته بالهواء القريب هنا من سطح الأرض.

ومن دراسة بيانات هذه الكتلة الهوائية بمحطة اللنديل Allendale يتبين أن درجة حرارة هذه الكتلة الهوائية عند سطح الأرض تبلغ نحو ٦٦ف، وتنخفض درجة حرارتها مع الإرتفاع حيث تصل إلى ٥٠ْف عند إرتفاع ٢كم عن مستوى سطح البحر ثم إلى ٢٧ْف عند إرتفاع ٤كم عن مستوى سطح البحر. أما الرطوبة النوعية فتصل فيها إلى نحو ٦,٣جرام لكل كجم من الهواء عند مستوى سطح البحر، ثم تنخفض إلى ٢,٩جرام لكل كجم عند إرتفاع ٤كم. أما الرطوبة النسبية فتتراوح فى هذه الكتلة من ٤٠ - ٤٤ ٪ فيما بين مستوى سطح البحر حتى إرتفاع ٣كم منه، ثم ترتفع الرطوبة النسبية إلى ٥٧ ٪ عند إرتفاع ٤كم عند مستوى سطح البحر،

وينتج عن ذلك نشوء حالات عدم إستقرار فى هواء هذه الكتلة القطبية القارية الصيفية (أنظر الجدول)، وعندما تنساب هذه الكتلة الهوائية صوب المناطق الجنوبية الأعلى منها حرارة يرمز إلى هذه الكتلة cPk أى باردة بالنسبة للأراضى التى إتجهت إليها.

٢ – الكتلة الهوائية القطبية البحرية الصيفية: mP (in summer)

تعد مصادر هذه الكتلة القطبية البحرية الصيفية هى نفس مصادرها الشتوية التى سبقت الإشارة إليها من قبل، أى فوق منطقة الضغط المنخفض الألوشى والقسم الشمالى الغربى من المحيط الأطلسى وعلى طول الساحل الغربى لأمريكا الشمالية. ففى خلال فصل الصيف يكون هناك دائماً إتجاه من الهواء المعتدل الحرارة نحو الجنوب. ويتميز الهواء العلوى فيها بإستقراره النسبى فى حين يتميز الهواء السفلى منها بعدم إستقراره. وتؤدى هذه الحالة خلال فصل الصيف إلى تكوين السحب الطباقية Stratus والضباب الصيفى.

وتبلغ درجة حرارة هواء هذه الكتلة القطبية البحرية الصيفية نحو ٦٣°ف عند مستوى سطح البحر، ثم تنخفض درجة الحرارة مع الإرتفاع وتصل إلى نحو ٤١°ف عند إرتفاع ٢كم ونحو ٢٨°ف عند إرتفاع ٤كم فوق مستوى سطح البحر وتصل الرطوبة النوعية إلى ٧,١جرام لكل كجم من الهواء الملامس لسطح البحر ثم تنخفض الرطوبة النوعية إلى ١,٧جرام لكل كجم عند إرتفاع ٤كم من مستوى سطح البحر. وتختلف الرطوبة النسبية رأسياً بشدة فى هواء هذه الكتلة حيث تصل إلى ٦٢٪ عند مستوى سطح البحر، وترتفع إلى ٩١٪ عند إرتفاع كم واحد فوق مستوى سطح البحر ثم تعود وتنخفض الرطوبة النسبية مع الإرتفاع بالتدريج إلى أن تصل إلى ٣٣٪ عند إرتفاع ٤كم فوق مستوى سطح البحر.

الخصائص العامة للكتل الهوائية الصيفية فوق قارة أمريكا الشمالية

الكتل الهوائية الشتوية	المحطة	الخصائص العامة	ارتفاع الكتلة الهوائية (كم عن سطح البحر)				
			عند سطح البحر	١ كم	٢ كم	٣ كم	٤ كم
١- القطبية القارية cP	اللنديل	الحرارة فْ	٦٦	٦١	٥٠	٣٩	٢٧
		الرطوبة النوعية جرام / كجم	٦ر٣	٥ر٦	٣ر٩	٣ر١	٢ر٩
		الرطوبة النسبية ٪	٤٢	٤٥	٤٣	٤٤	٥٧
	رويال سنتر	الحرارة فْ	٦٣	٥٥	٤٣	٣٦	٢٨
		الرطوبة النوعية جرام / كجم	٨ر٣	٥ر٨	٤ر٥	٢ر٦	١ر٤
		الرطوبة النسبية ٪	٦٨	٥٧	٦٤	٤٣	٢٧
٢- القطبية البحرية mP	سيتل	الحرارة فْ	٦٣	٤٨	٤١	٣٤	٢٨
		الرطوبة النوعية جرام / كجم	٧ر١	٦ر٣	٣ر٩	٢ر٣	١ر٧
		الرطوبة النسبية ٪	٦٢	٩١	٦٠	٤٢	٣٣
	اللنديل	الحرارة فْ	٦٤	٧٢	٧٠	٥٧	٤٣
		الرطوبة النوعية جرام / كجم	١٠ر٣	٧ر٧	٣ر٥	٣ر٦	٣ر٤
		الرطوبة النسبية ٪	٧٩	٤٠	٢٠	٢٧	٣٦

٢- المدارية البحرية mT	ميامى	الحرارة فْ	٧٥	٦٨	٥٩	٤٨	٤١
		الرطوبة النوعية جرام / كجم	١٧ر٣	١٤ر٩	٩ر٣	٦ر٣	٤ر٣
		الرطوبة النسبية ٪	٩٣	٨٨	٧٤	٥٨	٤٨
٤- المدارية القارية cT	الباسو (تكساس)	الحرارة فْ	٧٥	٨١	٧٥	٦٤	—
		الرطوبة النوعية جرام / كجم	١٠ر	٩ر٧	٩ر٩	٧ر٦	—
		الرطوبة النسبية ٪	٥٢	٣٧	٤٣	٤٣	—

وعندما تتجه هذه الكتلة الهوائية داخل قارة أمريكا الشمالية تعد أكثر برودة من الهواء الملامس لسطح اليابس وبذلك تصبح كتلة هوائية قطبية بحرية باردة mPk ويتميز هواء هذه الكتلة بجفافه . ، وعندما تعبر هذه الكتلة الهوائية مرتفعات الروكى وتوغل فى قلب القارة تفقد خصائصها البحرية وتكتسب صفات قارية جديدة cP.

٣- الكتلة الهوائية المدارية البحرية الصيفية: mT (in summer)

لا تتجه أى كتل هوائية مدارية بحرية صيفاً من المحيط الهادى إلى أراضى أمريكا الشمالية، ولكن تتجمع مثل هذه الكتل الهوائية فوق مياه المحيط الأطلسى وخليج المكسيك فوق العروض المدارية. وتتميز درجة حرارة هواء هذه الكتلة بارتفاعها وكذلك إرتفاع نسبة الرطوبة فيها، كما يحدث فيها كثير من حالات عدم الإستقرار تبعاً لعمليات الهواء الصاعد إلى أعلى ونتيجة لحدوث الأعاصير والعواصف الرعدية

ومن بيانات الرصد الجوى لمحطة ميامى (فلوريدا) لهواء هذه الكتلة الهوائية البحرية الصيفية يتبين أن درجة حرارتها عند مستوى سطح البحر تصل إلى ٧٥°ف، وتنخفض درجة الحرارة مع الإرتفاع حيث تصل إلى ٥٩°ف عند إرتفاع ٢كم وإلى نحو ٤١°ف عند إرتفاع ٤كم فوق مستوى سطح البحر (انظر الجدول). وترتفع الرطوبة النوعية فى الهواء الملامس لسطح البحر بهذه الكتلة المدارية البحرية الصيفية حيث تصل إلى ١٧,٣جرام لكل كجم، وتنخفض الرطوبة النوعية مع الإرتفاع حيث تصل إلى ٤,٣ جرام لكل كجم عند إرتفاع ٤كم فوق مستوى سطح البحر. فى حين تصل الرطوبة النسبية إلى ٩٣ / عند مستوى سطح البحر وتنخفض إلى ٧٤٪ عند إرتفاع ٢كم وإلى نحو ٤٨٪ عند إرتفاع ٤كم من مستوى سطح البحر. وعندما تتحرك هذه الكتلة نحو اليابس يصبح رمزها mTk أى أبرد من حرارة سطح اليابس الذى تتجه إليه. ومن ثم قد تؤدى إلى تكوين السحب الطبقية Stratus، والسحب الطبقية الركامية Stratocumulus.

٤ – الكتل الهوائية المدارية القارية الصيفية: cT (in summer)

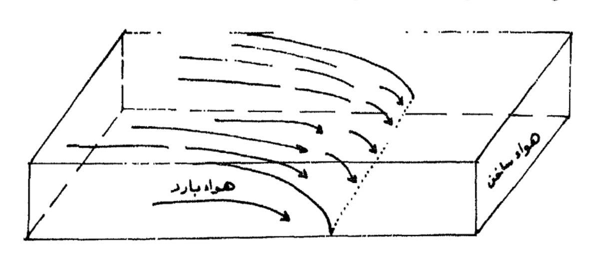
حيث أن قارة أمـريكا الشـمـالية تـضـيق فى الإتسـاع كلمـا إتجـهنا جنوباً، وأنهـا تشـرف على خليج المكسـيك فى عـروض شـبـه مـدارية فـإن أراضـى الولايات المتحدة الأمـريكية لا تتـأثر كـثيـراً بمؤثرات الكتل الهوائية القارية cT. وإن أكبر تجمع لمثل هـذه الكتل الهوائية القارية فى نصـف الكرة الشمالى هو الكتلة الهوائية القارية فوق الصحراء الكبرى الأفريقية. ولكن تقع أراضـى المكسـيك وجنوب غـرب الولايات المتحدة الأمريكية خلال فصل الصـيف تحت تأثير الكتل الهوائية شبه المدارية الحارة أيضاً التى تتميز بالرياح الخفيفة والأمطار النادرة.

ومن دراسة البيانات المتيورولوجية لمحطة الباسو El-paso (تكساس) لهواء هـذه الكتلة يتضح أن درجة حرارتها عند مستوى سطح البحر تصل إلى ٧٥°ف، ثم ترتـفع درجـة الحـرارة إلى ٨١°ف عند إرتفـاع كم، وتعـود وتنخفض مرة أخرى وتصل ٧٥°ف عند إرتفـاع ٢كم فـوق مـسـتـوى سطح البحـر مما يؤدى إلى حدوث حالة عـدم إسـتقرارى جـوى فيهـا، وعند إرتفاع ٣كم من هـذه الكتلـة تصل درجـة الحـرارة إلى ٦٤°ف. أمـا الرطـوبة النوعـيـة لهواء هـذه الكتلة عند مـسـتوى سطح البحـر فتـبلـغ نحـو ١١جـرام لكل كـجم ثم تنخـفض إلى نحـو ٧.٦جـرام لكل كـجم عند إرتفـاع ٣كم عن مـسـتوى سطح البحـر. وتعـد الرطوبة النسبية قليلة جداً فيها حيث لا تزيد عن ٥٢ ٪ عند مـسـتوى سطـح البـحـر، ثم تنخـفض إلى ٤٣.٠ ٪ عند إرتفـاع ٣كم فـوق مستوى سطح البحر.

أثر إلتقاء أو تقابل الكتل الهوائية المختلفة الخصائص الطبيعية فى تكوين الجبهات

يقصد بالجبهة A Front الخط أو الحد الفاصل a boundary surface الذى يفصل بين كتلتين هوائيتين مختلفتين فى خصائصهما الطبيعية أو بمعنى أخر فإن الجبهة هى منطقة إنتقالية a Transition zone بين كتلتين هوائيتين مختلفتين. وتتميز هذه المنطقة الإنتقالية بانحدارها الشديد (بواسطة خطوط الضغط المتساوية) وإنها ضيقة النطاق ويتراوح إتساعها من ٥٠ إلى ٥٠٠ميل.

فعندما تتقابل كتلتان هوائيتان متختلفتان فإنهما لا يمتزجان بسرعة ولكن يتم تشكيلهما سوياً عن طريق منطقة التلاحم الإنتقالية. التى يتمثل فيها التغير الكبير فى درجات حرارة الهواء ونلاحظ أن الهواء البارد الثقيل يقع أسفل الهواء الساخن الخفيف فى داخل نطاق الكتل الهوائية. ولكن تتغير خصائص الهواء كذلك تبعاً لتأثير عملية دوران الأرض حول نفسها والقوى التى تؤثر على ضغط الهواء ويظهر خط الجبهة على خرائط الطقس على شكل خط يفصل بين كتلتين هوائيتين بالقرب من سطح الأرض ويوضح شكل٤٣ كيفية إلتحام كتلة الهواء البارد فى داخل نطاق الهواء الساخن



(شكل٤٣) تداخل الهواء البارد وانزلاقه أسفل الهواء الساخن

ويطلق المتيورولوجيون على عملية تكوين الجبهات الجديدة أو إحياء أو إعادة تكوين الجبهات الضعيفة Regeneration or Strengthening Weak or Decaying Fronts تعبير نشوء الجبهات Frontogenesis. وعكس هذا التعبير أى عملية إضمحلال الجبهات وتلاشيها Weaking or Dissipation يعرف باسم تلاشى الجبهات Frontolysis.

وتحدث عمليات نشوء الجبهات Frontogenesis عندما تتلاقى الكتل الهوائية المختلفة، ولابد أن يكون هناك إختلافاً كبيراً فى درجات حرارة الهواء المتلاقى أو المتجمع Convergence حتى يؤدى ذلك بسرعة إلى تكوين خط الجبهات. وعندما يكون الإختلاف بينهما شديداً تقترب خطوط الحرارة المتساوية بشدة وكذلك خطوط الضغط المتساوى لتوضح المنطقة الإنتقالية بين كل من الهواء الساخن والهواء البارد. أما عملية تلاشى الجبهات Frontolysis فهذه تتكون عندما تتعرض الكتل الهوائية للتشتت والإنتشار Divergence وتتمثل أهم مناطق حدوث نشوء الجبهات Frontogenesis فى النصف الشمالى من الكرة الأرضية شتاءً فيما يلى:

أ - فوق المحيط الأطلسى الشمالى من إقليم الضغط المنخفض الأيسلندى ويمتد هذا النطاق غرباً إلى الساحل الشمالى الشرقى لأمريكا الشمالية.

ب- فوق المحيط الهادى الشمالى، خاصة فى المناطق التى تمتد بين منطقة الضغط المنخفض الألوشى ويمتد هذا النطاق غرباً للساحل الشمالى الشرقى لآسيا.

أما فى فصل الصيف فتتجمع مناطق نشوء الجبهات فى حوض بحر بهرنج وكذلك فى مناطق أواسط كندا. وكل هذه المناطق تمثل مناطقاً يتجمع فيها كتل هوائية مختلفة الخصائص الطبيعية وتتنوع فى كل منها درجات حرارة الهواء ونسبة الرطوبة ونوع السحب.

وتعد هذه المناطق كذلك من المناطق التى يحدث فيها الأعاصير

الجوية شبه المدارية والمعتدلة. ويطلق المتيورولوجيين على الأعاصير التى تتكون عند خط الجبهات تعبير مناطق نشوء الأعاصير Cyclogenesis(١).

ومن ثم يحسن بعد هذا العرض أن نشير بإيجاز إلى الخصائص المتيورولوجية لكل من الجبهات الدفيئة والأخرى الباردة التى هى نتيجة لتقابل كتل هوائية مختلفة الخصائص الطبيعية، والتى تشكل بدورها الأجزاء الرئيسية للإنخفاضات والأعاصير الجوية.

(أ) خصائص الجبهات الدفيئة:

فى الجبهة الدفيئة نلاحظ أن الهواء الدافىء أو الساخن يتقدم على الهواء البارد ويندفع الهواء الساخن إلى أعلى ويقع تحته لسان من الهواء البارد. وينتج عن ذلك تبريد الهواء الساخن تبريداً ذاتياً تدريجياً عن طريق الإنضغاط Adiabatic cooling ويتوقف حجم ونوع السحب والتساقط التى تنتج تبعاً لكل من عمليات صعود الهواء الساخن إلى أعلى ولنسبة الرطوبة فى الجو ومدى تغير درجات الحرارة رأسياً فى الهواء الساخن Lapse rate وإذا كان الهواء مستقراً وجافاً يؤدى ذلك إلى حدوث بعض السحب ولكن لا تسقط الأمطار وفى معظم الحالات خاصة فى الولايات المتحدة الأمريكية- تبين أن الهواء الساخن يرجع إلى نوع الكتل الهوائية المدارية البحرية الآتية من المحيط الهادى أو من خليج المكسيك ومثل هذه الكتل الهوائية تتميز بارتفاع نسبة الرطوبة فيها وبالهواء الصاعد الذى ينجم عنه حالات عدم الإستقرار

(ب) خصائص الجبهات الباردة:

فى حالة الجبهات الباردة فإن الهواء الساخن فى الجبهات الدفيئة يحل محله لسان من الهواء البارد. وتختلف الجبهة الباردة عن الجبهة الدفيئة بما يلى:

---

(١) أ- Blair, T.A. "Weather elements" Prentice-Hall, (1959), P.184.

ب- راجع دراسة الإنخفاضات الجوية والإرتفاعات الجوية والأعاصير المدارية فى الفصل التالى من هذا الكتاب.

١- يلاحظ أن الجبهة الباردة أشد إنحداراً وتحتل مناطق أصغر مساحة من الجبهات الدفيئة.

٢- يلاحظ أن الإنحدار يكون من جهة الخلف وليس أمام الجبهة كما كان فى حالة الجبهة الدفيئة.

٣- يتلاشى فى الجبهة الباردة الهواء الساخن.

وأهم ما تتميز به الجبهة الباردة كذلك ما يلى:

١- تحدث الجبهة الباردة بصورة شبه فجائية وليس لها تحذيرات أو تنبيهات أو مؤشرات تنذر بحدوثها اللهم إلا حدوث بعض العواصف الرعدية عند إقتراب خط الجبهة. ويشاهد فى هذه الحالة سحب السمحاق Cirrus أو سحب السمحاق الطبقى Cirrostratus وما يتمثل فيها من ظاهرة أو شكل السندان Anvil tops ، وتكثر أيضاً فى هذه الحالة سحب المزن الركامى Cumulo-nimbus

٢- فى الجبهة الباردة يلاحظ أن المنطقة الهوائية التى تتساقط منها الأمطار وتحدث فيها السحب تكون محدودة السمك نسبياً.

٣ يعد أثر الجبهة الباردة أشد قوة وعنفاً منه فى حالة الجبهة الدفيئة(١).

وعندما تقترب الجبهة الباردة النشيطة. فيلاحظ الراصد زيادة سرعة الرياح من قطاع الجبهة الدفيئة منها، وتظهر سحب السمحاق وسحب السمحاق الطبقى. ويتبع هذا مباشرة تكوين سحب منخفضة وأكبر سمكاً من نوع سحب الركام المتوسط الارتفاع Alto-Cumulus والسحب الطباقية المتوسطة الارتفاع كذلك Alto-Cumulus ثم تتقدم الجبهة الباردة ذاتها ويصاحبها سحب المزن الطبقى Nimbostratus والمزن الركامى Cumulo-nimbus وتتساقط الأمطار. وكل هذه التغيرات تحدث فى خلال ساعتين فقط. وعندما تمر الجبهة الباردة يزداد ويرتفع الضغط الجوى وتنخفض درجة الحرارة بصورة فجائية كما تشتد سرعة الرياح ويتغير

---

(١) المرجع السابق (Blair, 1959) ص١٨٧

كذلك إتجاهها من رياح جنوبية غربية إلى رياح شمالية غربية وبعدها يتحسن الجو وتصفو السماء وتظهر السحب الركامية المبعثرة .

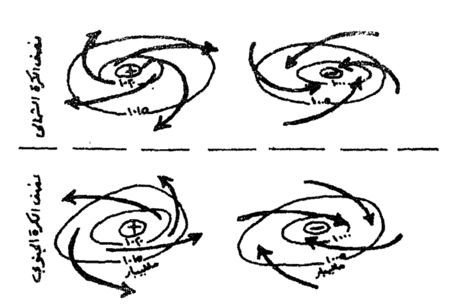
الفصل التاسع

الإنخفاضات الجوية والإرتفاعات الجوية والأعاصير أو الزوابع المدارية

تتكون كل من هذه الظاهرات الجوية نتيجة لاختلاف مراكز الضغط الجوى فى الغلاف الغازى القريب من سطح الأرض، ولعمليات صعود الهواء إلى أعلى وهبوطه إلى أسفل خاصة بمناطق إلتقاء الكتل الهوائية المختلفة الخصائص الطبيعية وفيما يلى عرض الخصائص العامة لكل من هذه الظاهرات الجوية المختلفة.

(١) الإنخفاضات الجوية Depressions or Cyclone

عندما ترتفع درجة الحرارة فوق موقع ما ويصعد الهواء الساخن إلى أعلى ويخف وزنه يتكون فوق هذا الموقع منطقة من الضغط المنخفض تظهر على خرائط الطقس (باستخدام خطوط الضغط المتساوية) على شكل مقعرات شبه مستديرة الشكل. ويقل مقدار الضغط الجوى فيها فى إتجاه مراكزها. ويكون الضغط المنخفض شديداً كلما كانت خطوط الضغط المتساوية متقاربة ومركزة فى منطقة محدودة المساحة، فى حين يكون الضغط الجوى المنخفض بسيطاً إذا كانت خطوط الضغط المتساوية متباعدة بعضها عن البعض الآخر وتشغل منطقة واسعة الأبعاد. هذا وتدور الرياح حول مركز الضغط المنخفض فى إتجاه ضد عقرب الساعة فى نصف الكرة الشمالى، ومع إتجاه عقرب الساعة فى نصف الكرة الجنوبى. وتكون سرعة الرياح الشديدة جداً فى حالة إذا ما كان الضغط المنخفض عميقاً، وتقل سرعتها إذا ما كان الضغط المنخفض ضحلاً. (شكل٤٤).



(شكل ٤٤) إتجاه الرياح فى حالة الإنخفاضات الجوية (الأعاصير)

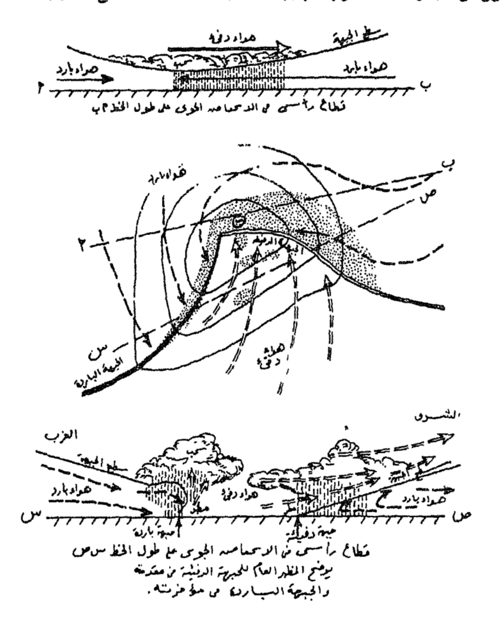
والإرتفاعات الجوية (أضداد الأعاصير) فى نصفى الكرة الأرضية

وتسمى الانخفاضات الجوية عادة بهذا الإسم Depressions فى العروض المعتدلة وتصاحب هنا الرياح العكسية الغربية وتتجه معها فى إتجاه عام من الغرب إلى الشرق[1]. فى حين يطلق عليها اسم الأعاصير المدارية Tropical Cyclon فى العروض المدارية، وهى تصاحب هنا الرياح التجارية ويكون إتجاهها عامة من الشرق إلى الغرب. وعلى الرغم من الاختلافات المتيورولوجية بين كل من الانخفاضات الجوية والأعاصير المدارية إلا أنهما عبارة عن إنخفاضات جوية يختلفان بالنسبة لما حولهما من أنواع الضغط الأخرى، وتتنوع مؤثراتها على المناطق التى تهب عليها وفقاً للخصائص المتيورولوجية الخاصة بكل منهما.

وقد سبقت الإشارة من قبل إلى أن مناطق العروض المعتدلة تعد مناطق رئيسية لتجمع كتل هوائية مختلفة الخصائص الطبيعية dissimilar air masses، ونتيجة لتقابل هذه الكتل الهوائية وصعود الهواء الساخن وهبوط الهواء البارد تتكون الإنخفاضات الجوية. ويطلق على الحد الفاصل بين الهواء الساخن وبين الهواء البارد تعبير الجبهة Front. وترسم

(١) Lockwood, J.G. "World Climatology", Edward Arnold, (1979) P.16 and P.86-89.

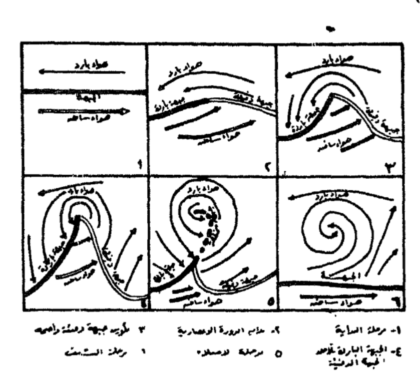
الجبهة على خرائط الطقس على شكل خط يفصل بين الكتلتين الهوائيتين المختلفتين ويصل إمتداد هذا الخط حتى سطح الأرض. ولا تعد الجبهة فى الواقع خطأ بل هى عبارة عن كتلة لها ثلاثة أبعاد Three dimensional حيث أن لها إمتداد رأسي وآخر أفقي، كما أن لها سمك معين (شكل٤٥) ويتراوح عرض سطح الجبهة من ٢-٣ميل ولكنه قد يصل أحياناً إلى ٥٠ ميلاً. وعند منطقة إلتقاء الرياح الغربية بالرياح القطبية (الشرقية) فى العروض الباردة تكاد توجد جبهات شبه دائمة ذات أسطح مموجة الشكل



(شكل٤٥) الخصائص العامة للانخفاض الجوى وقطاعات رأسية فى أجزاء من جبهاته.

(بسبب إندفاع الهواء الساخن إلى أعلى) وتعرف باسم الجبهة القطبية Polar Front . وعلى طول هذه الجبهة تحدث الإنخفاضات الجوية أو أعاصير العروض المعتدلة Extratropical (midlatitude) cyclones.

وفى الأعاصير المثالية بنصف الكرة الشمالى يهبط الهواء البارد الأثقل وزناً إلى أسفل الهواء الساخن الذى يصعد هو الآخر بدوره إلى أعلى (شكل٤٦).



(شكل٤٦) مراحل تكوين إمتلاء الانخفاض الجوى فى العروض الوسطى

ومن ثم ينحصر الهواء الساحر بالتدريج وخلال مراحل متعاقبة على شكل لسان هوائى ساحر هائل الحجم وتتكون منطقة من الضغط المنخفض يحيط بها هواء بارد أثقل وزناً ويتمثل فيه مراكز من الضغط المرتفع(٢). ونتيجة لتتابع مراحل صعود الهواء الساخن إلى أعلى وهبوط الهواء البارد إلى أسفل تنساب الرياح مع إتجاه عقرب الساعة فى نصف الكرة الشمالى Counterclockwise cyclonic وتتلاقى إتجاهات الرياح مع

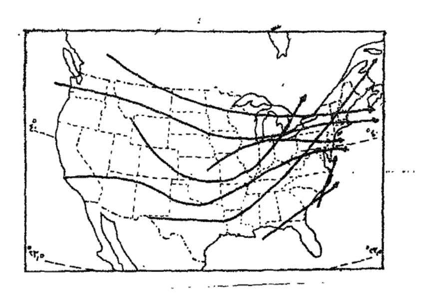
(١) a- Howard, J Critchfield. "General Climatology". N.J. (1966) P.108-109
b-- Blair, T.A. "Weather elements" N.J (1959) P.188-190.
(٢) Howard, J. Critchfield, "General Climatology". N.J. (1966)P.110

خطوط الضغط المتساوى فى زوايا يتراوح مقدارها من ٢٠ْ إلى ٤٠ْ، هذا إلى جانب أثر قوة كوريوليس فى إنحراف إتجاه الرياح مع الإنخفاضات الجوية فى نصفى الكرة الأرضية.

ويطلق على اللسان الهوائى الساخن الذى يتقدم من جنوب الإنخفاض إسم القطاع الدفىء Warm Sector، وعندما يحل الهواء الساخن محل الهواء البارد، فإن مقدمة الإنخفاض تعرف باسم الجبهة الدفيئة Warm Front، وتقع الجبهة الباردة Cold Front إلى الغرب من الجبهة الدفيئة وتؤدى هذه الجبهات إلى تغير حالة الطقس بسرعة، فالجبهة الدفيئة الأمامية ترفع درجة حرارة الهواء، فى حين تأتى بعدها الجبهة الباردة التى تخفض من درجة الحرارة وتسبب سقوط الأمطار. ومثل هذا النوع من الطقس يعرف باسم طقس الجبهات Frontal Weather.

ويتراوح طول حط الإنخفاضات الجوية فى العروض المعتدلة من ١ إلى · ٢ميل، فى حين يتراوح طول قطر الإنخفاض الجوى من ٥إلى · ١٠٠ميل وتبدو مقدمات الإنحفاض الجوى أحياناً على شكل أقواس أو بيضاوية الشكل، أما الجبهات فقد تكون هى الأخرى مناطق عريضة وضحلة فى حالة تكوين الإنخفاضات الجوية الضعيفة Weak depressions وتتجه الأعاصير أو الإنخفاضات الجوية على شكل مجموعات متلاحقة يلى بعضها البعض الآخر وتتجه من الغرب إلى الشرق مع نطاق هبوب الرياح الغربية السائدة فوق هذه العروض[1] وتظهر مسالكها أحياناً على شكل أقواس غربية شرقية تميل بإنحرافات نحو الجنوب كما هو الحال بالنسبة لمسالك الإنخفاضات الجوية فوق أراضى الولايات المتحدة الأمريكية (شكل٤٧).وتختلف سرعة الإنخفاضات الجوية من ٢٠إلى٣٠ميلاً فى الساعة أو من ٥٠ إلى ٧٠٠ميل فى اليوم، وتشتد سرعتها خلال أيام فصل الشتاء عنها فى أيام فصل الصيف.

(١) Howard, J. Critchfield, "General Climatology", N.J. (1966) P.109



(شكل٤٧) المسالك الرئيسية لإتجاه الإنخفاضات الجوية فوق أراضى الولايات المتحدة الأمريكية

ويحسن أن نشير هنا إلى أجزاء الأعصار أو الإنخفاض الجوى[1].

أ- الجبهة الدفيئة فى الإنخفاض الجوى: **The Warm Front**

تتجه الجبهة الدفيئة صوب الشرق والجنوب الشرقى آتية من مركز الضغط المنخفض للإعصار أو الإنخفاض الجوى فى نصف الكرة الشمالى. وتعد الرياح فى الجبهة الدفيئة أقل سرعة منها فى الجبهة الباردة. وقد يبلغ طول هذه الجبهة نحو ٢٠٠ ميل وتعلو عن سطح الأرض بنحو ٥٠٠٠ قدم. وبسبب صعود الهواء الساخن إلى أعلى تتكون أنواع من السحب المرتفعة تقع دائماً عند مقدمة الجبهة الدفيئة للإنخفاض الجوى (شكل٤٨). وعلى ذلك فإن أول ما يدل على قدوم الجبهة الدفيئة ظهور



(شكل٤٨) الجبهة الدفيئة للإنخفاض الجوى وأنواع السحب المصاحبة لها

سحب السمحاق العالية High Cirrus[2] على شكل خيوط متجاورة أو

(١) Petterssen, S.. "International meteorology", 3rd edi, N.J. (1969) P.210-232.
(٢) للدراسة التفصيلية لأنواع السحب راجع الفصل الحادى عشر من هذا الكتاب.

على شكل أذناب الخيل (على إرتفاع ٢٠,٠٠٠ قدم) ومع إنخفاض إرتفاع السحب وزيادة سمكها (على إرتفاع ١٥,٠٠٠ قدم) تظهر مجموعات من السحب المتوسطة الإرتفاع، مثل السحب الطبقية المتوسطة الإرتفاع Alto-Stratus والسحب الركامية المتوسطة الإرتفاع Alto-Cumulus وسحب المزن الطبقية Nimbo-stratus. وفى حالة سقوط الأمطار من الجهة الدفيئة (نادرة الحدوث) فإنها تتميز برخاتها الخفيفة وقد يصاحبها تكوين الضباب وسوء الرؤية. وعند القسم الأسفل من الجهة الدفيئة تشاهد كذلك السحب المنخفضة (على إرتفاع ٥٠٠٠ قدم) وخاصة السحب الطبقية Stratus وسحب الركام الطبقى Strato-Cumulus.

ب- الجبهة الباردة فى الإنخفاض الجوى: The Cold Front

هذه الجبهة عبارة عن الحافة المتقدمة للسان الهواء البارد الذى يتقدم وينزلق أسفل الهواء الساخن فى الإنخفاض الجوى. ويصاحب الجبهة الباردة السحب المنخفضة والأمطار وحدوث التساقط بوجه عام[1]. وفى الوقت الذى تتكون فيه الجبهة الباردة عند أعالى الهواء الساخن (أى قبل إنزلاقها إلى أسفل) تصبح حالة الجو مضطربة وغير مستقرة، وتتكون السحب الكثيفة بفعل تصاعد بخار الماء وتجمعه إلى أعلى معلنة مجىء الجبهة الباردة من الانخفاض الجوى

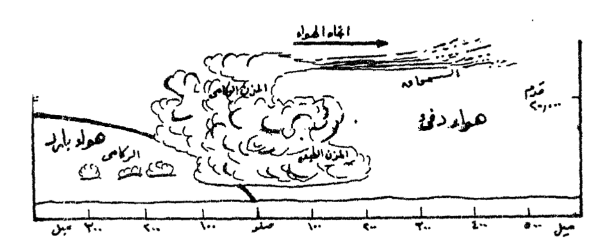
ومن أهم ما يميز قدوم الجبهة الباردة هو التغير الواضح فى إتجاه الرياح. فأثناء مجىء الجبهة الدفيئة تكون الرياح جنوبية وجنوبية غربية ولكن بمجىء الجبهة الباردة تصبح الرياح شمالية غربية وشمالية، ويصاحب ذلك إنخفاض فى مقدار الضغط الجوى، ويدل هذا بدوره على بداية حدوث الاضطرابات الجوية. وبتحرك الجبهة الباردة يأخذ الضغط الجوى فى الارتفاع التدريجى من جديد وتنخفض درجة حرارة الهواء. وإذا كانت الأمطار تسقط فى نطاق محدود من قطاع الجبهة الباردة إلا أن هذه الأمطار تتميز بغزارتها وشدتها بصورة أكبر بكثير منها فى حالة الجبهة الدفيئة. وعند مقدمة الجبهة الباردة تظهر سحب السمحاق على إرتفاعات تزيد عن ٢٠,٠٠٠ قدم، وسحب المزن الركامى على إرتفاعات ٢٠,٠٠٠ قدم

(١) Strahler, A.N., "Introduction to Physical Geography". Wiley. N.Y. (1969) P.106.

كما تظهر سحب المزن الطبقى والسحب الركامية على إرتفاعات تتراوح ٥٠٠٠إلى ٦٠٠٠قدم من سطح الأرض. (شكل٤٩).

جـ- إمتلاء الجبهات: **Occlusions**

يتبين مما سبق أن الجبهة الباردة تتقدم بدرجة أسرع من الجبهة

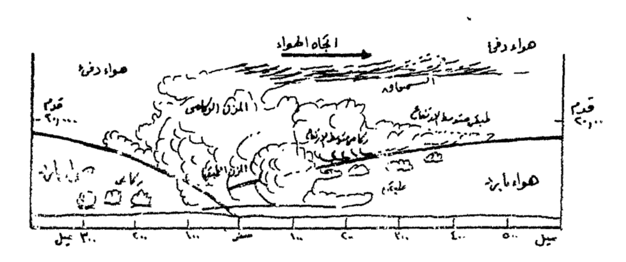


(شكل٤٩) الجبهة الباردة للإنخفاض الجوى وأنواع السحب المصاحبة لها

الدفيئة، ومن ثم ينحصر الهواء الساخن فى النهاية على شكل لسان طولى أو شبه كروى داخل نطاق من الهواء البارد، حيث ينجح الهواء البارد الذى يقع أسفل الهواء الساخن فى مقدمة الانخفاض الجوى فى الإتصال بالهواء البارد الذى يتمثل عند مؤخرته. ويعرف الإنخفاض الجوى فى هذه الحالة بأنه وصل إلى مرحلة الإمتلاء Occlusion. ويطلق على الجبهة الباردة المتقطعة واتصالها ببقية الجبهة الباردة عند مؤخرة الإنخفاض الجوى تعبير الجبهة الممتلئة Occluded Front. وعندما ينفصل الهواء الساخن إنفصالاً كلياً عن الهواء البارد يكون كتلة هوائية شبه بيضاوية الشكل تدور حول نفسها ضد عقرب الساعة فى نصف الكرة الشمالى وتعرف باسم الهواء المنفصل Dissipated. وهناك نوعان مختلفان من الامتلاء يتوقف تكونهما على أساس الاختلاف النسبى فى درجة حرارة الهواء داخل الإعصار أو الإنخفاض الجوى وهما:

أ- الإمتلاء البـــارد: Cold-Front Occlusion

يحدث هـذا النوع من الإمـتـلاء عندما يكون الهـواء البارد من مـؤخرة الإنـخـفـاض الجـوى أعلـى برودة من الهـواء البـارد السـفلى عـند مـقـدمـتـه. وتحدث هذه الحالة عندما يتكون الإنخفاض الجوى فوق مناطق واسعة من اليـابس وعند السـواحل الشـرقـية لـلقارات حـيث يكون الـهواء فى مـؤخـرة الإنـخـفـاض الجـوى أشـد بـرودة من الـهـواء فى مـقـدمـتـه، ذلك لأن المسـافـة الـفاصلة بين الهـواء البارد والهـواء الأدفأ منه تكون مسـافة قصـيرة نسـبيـاً. وعند حـدوث عـملـية إمتلاء الإنـخـفاض فإن الـهواء البـارد ينزلق بسرعة تحت الهـواء الأقل برودة وتتكون جبهة باردة ممتلئة. (شكل٥٠).

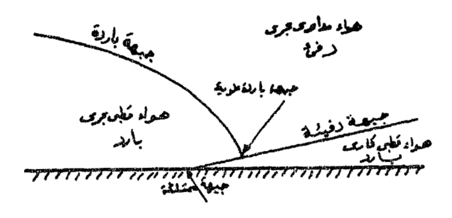


(شكل٥٠) إمتلاء الجبهة الباردة وأنواع السحب المصاحبة لها.

وعند بداية حـدوث الإمـتلاء البـارد لا يسـتـقـر الهـواء الدافىء فى هـذه الحـالة بل يتـعـرض لحـدوث عـواصف الرعـد Thunderstorms وبمـجـىء الجبهة الباردة تتكون السحب المنخفضة وتسـقـط الأمطار بغزارة.

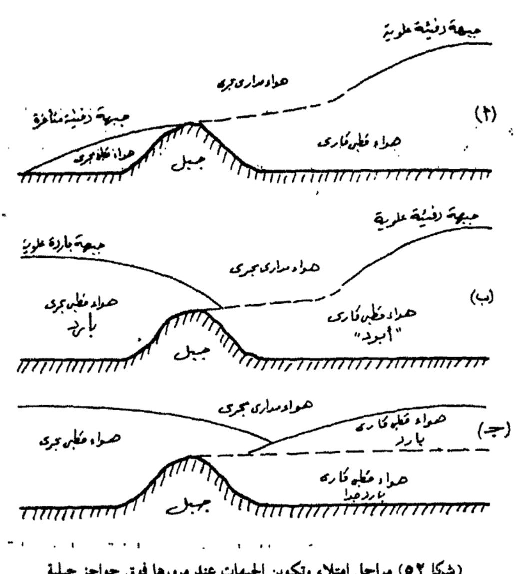
ب- الإمتلاء الدافئ : Warm-Front Occlusion

أما إذا كان الهواء خلف الجبهة الباردة أدفأ نسبياً من الهواء عند المقدمة، فإن هذا الهواء يصعد فوق الهواء البارد، وتتكون جبهة ممتلئة دفيئة. وتحدث هذه الحالة خلال فصل الشتاء في العروض المعتدلة بنصف الكرة الشمالي على السواحل الغربية للقارات. (شكل٥١).



(شكل٥١) قطاع رأسي عند إمتلاء الجبهة الدفيئة

وقد تتأثر عملية إمتلاء الإنخفاضات الجوية عند عبورها المرتفعات الجبلية العالية كما هو الحال على طول بعض أجزاء من السواحل الغربية لأمريكا الشمالية حيث تمتلىء كثير من الانخفاضات الجوية بمجرد إنسيابها فوق أعالي المنحدرات الغربية لجبال الروكي (شكل٥٢). وعلى ذلك يكون الإمتلاء هنا من النوع الدافيء. ويتجه الهواء الرطب غير المستقر من المسطحات المائية المجاورة إلى السفوح الغربية لجبال الروكي، ثم يعبر هذا الهواء القمم الجبلية والإنحدارات الشرقية عند الجبهة الباردة العليا وينساب فوق الهواء البارد. ومما يزيد من تأخر تقدم الانخفاضات الجوية عند عبورها الحواجز الجبلية حدوث التساقط فوق السفوح الغربية المواجهة لاتجاهها، في حين تقل الأمطار الساقطة فوق المنحدرات الجبلية المضادة لاتجاه مسالك الانخفاضات الجوية.



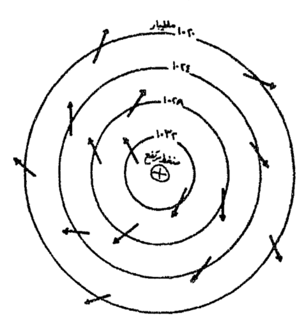
(شكل ٥٢) مراحل إمتلاء وتكوين الجبهات عند مرورها فوق حواجز جبلية

(٢) الإرتفاعـات الجويـة

أضداد الأعاصير Anti-Cyclones

بخـلاف الانخـفاضـات الجـوية أو الأعـاصيـر Cyclones التى تسـبب حدوث الأمطار الغـزيرة فإن القسـم الكبير من الإرتفاعات الجـوية أو أضداد الأعاصير Anti-Cyclones لا ينجم عنه سقوط الأمطار إلا فى حالات نادرة. وتمثل هذه الارتفاعات الجوية مراكز من الضغط الجوى المرتفع بحيث تزداد فيها ثقل الهواء وكثافته، وتتعرض للهواء البارد الهابط وتدور فيها الرياح حول مراكز الإرتفاعات الجوية ببطء وبحيث تكون مراكز الضغط

المرتفع على يمين إتجاه الرياح فى نصف الكرة الشمالى وعلى يسارها فى نصف الكرة الجنوبى (راجع شكل٤٤). وعلى ذلك يكون دوران الرياح مع عقرب الساعة فى نصف الكرة الشمالى وضد عقرب الساعة فى نصف الكرة الجنوبى (قوة كوريوليس)[١].



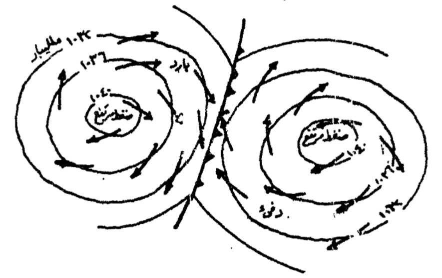
(شكل٥٣) إتجاه الرياح فى حالة ضد الإعصار فى نصف الكرة الشمالى

ويرتفع الضغط الجوى فى حالة تكوين أضداد الأعاصير وقد يصل مقداره عند مركز الارتفاع الجوى إلى نحو ١٠٤٠ ملليبار ويقل الضغط الجوى كلما بعدنا عن هذا المركز. ومن ثم فإن الرياح فى حالة أضداد الأعاصير تهب من المركز وتتجه إلى خارج نطاق المرتفع الجوى (شكل٥٣) وذلك بعكس إتجاه الرياح فى حالة الأعاصير الجوية حيث تتجه الرياح هنا صوب مركز الإنخفاض الجوى. وتنشأ أضداد الأعاصير فى المناداق التى تتعرض للهواء البارد الهابط كما هو الحال فوق مسطحات اليابس الواسعة خلال فصل الشتاء، وفوق الأراضى المغطاة بالثلوج فى العروض الباردة والقطبية، كما يمكن أن تتكون أضداد الأعاصير كذلك فوق المسطحات

(١) Howard, J. Critchfield, "General Climatology", N.J. (1966) P.115.

المائية التى تشكلها الكتل المائية السطحية الباردة والتيارات البحرية الباردة.

وتتألف أضداد الأعاصير أو الإرتفاعات الجوية من هواء بارد هابط Subsiding air مما يجعله فى حالة إستقرار نسبى عند مقارنته بحالة الإعصار أو الإنخفاض الجوى. كما لا توجد فى ضد الإعصار أن أى نوع من الجبهات Fronts ولا تتمثل فيه خطوط إنتقال الرياح وتزحزحها Wind-Shift Lines كما هو الحال فى الإنخفاض الجوى، ولكن يحدث هنا تغيير تدريجى فى إتجاه الرياح عند مرور ضد الإعصار. وقد تحدث بعض الإضطرابات الجوية فى ضد الإعصار خاصة إذا ما عبر مسطحات قارية أو مائية أعلى حرارة منه، وتشتد هذه الإضطرابات إذا ما تكونت مقدمة لجبهة إعصارية فى منطقة ضغط منخفض تفصل بين منطقتين من الضغط المرتفع المتجاورتين (شكل٥٤).



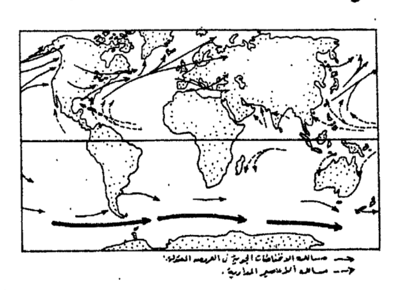
(شكل٥٤) تكوين جبهة باردة محصورة بين ضد إعصارين متجاورين فى نصف الكرة الشمالى.

وتشترك مصادر أضداد الأعاصير مع مصادر الهواء البارد الذى يهب على شكل موجات من الجبهات الباردة خلال فصل الشتاء فى نطاق العروض الوسطى والعليا، ومن ثم تسمى أضداد الأعاصير هنا بإسم

«أضداد الأعاصير الباردة» Cold Anti-Cyclones ويتركز هذا النوع من أضداد الأعاصير بالقسم الأسفل من طبقة التروبوسفير. ويتراوح متوسط قطر أضداد الأعاصير من بضع مئات من الأميال إلى ٢٠٠٠ ميل، ولكن تقل سرعة إنسيابها عن سرعة الإنخفاضات الجوية. وترتبط أضداد الأعاصير فى العروض المدارية بمناطق الضغط المرتفع فى العروض المدارية، وتتميز بأنها أدفأ من تلك التى تقع فى العروض العليا.

(٣) الأعاصير أو الزوابع المدارية: Tropical Cyclones or Storms

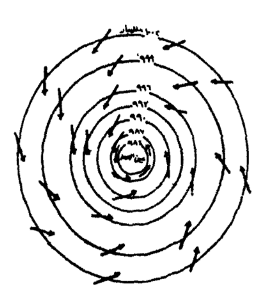
تعرف الإنخفاضات الجوية فى العروض المدارية باسم الأعاصير المدارية أو بالزوابع المدارية، كما أن لها أسماء محلية مختلفة فتعرف فى البحر الكاريبى وعلى طول السواحل الشرقية للمكسيك باسم الهزيكين Hurricanes، وفى بحر الصين باسم التيفون Typhoons وفى بحر اليابان وحول جزر الفلبين باسم باجايو Baguio وفى المحيط الهندى باسم السيكلونز Cyclones وعند سواحل شرق إستراليا تعرف باسم الويلى ويلز Willy Willies. (شكل٥٥) وعلى الرغم من أن الزوابع أو الأعاصير المدارية تتشابه مع الانخفاضات أو الأعاصير الجوية فى العروض المعتدلة



(شكل٥٥) مسالك الإنخفاضات الجوية والأعاصير المدارية

من حيث إنهما إنخفاضات جوية تهب الرياح نحو مراكزهما وتدور حول مراكز الضغط المنخفض ضد إتجاه عقرب الساعة فى نصف الكرة الشمالى ومع إتجاهه فى نصف الكرة الجنوبى[1]. إلا أن الزوابع المدارية Tropical Cyclones or Storms تختلف عن الإنخفاضات الجوية بما يلى:

أ- يتبين أن خطوط الضغط المتساوى حول مركز الانخفاض الجوى فى الزوابع المدارية تبدو شديدة التقارب جداً، كما أن مقدار الضغط فيها ينخفض كثيراً عن مقداره فى حالة الانخفاضات الجوية فى العروض المعتدلة. (قد يصل مقدار الضغط الجوى عند الزوبعة المدارية إلى نحو ٢٨,٥٠ بوصة أو ٩٦٥ مللیبار). ونتيجة لانخفاض مقدار الضغط فى مركز أو عين الزوابع المدارية فتتجه الرياح صوبه بسرعة شديدة (١٧٥ إلى ٢٠٠ ميل فى الساعة) وتدور الرياح بشدة فى حركة دائرية عظيمة السرعة Cyclonic Whirl on Vortex (شكل ٥٦).



(شكل ٥٦) مقدار الضغط الجوى وإتجاه الرياح فى الهريكين.

ب- لا توجد جبهات Fronts للزوابع المدارية كما هو الحال لجبهات الإنخفاضات الجوية فى العروض المعتدلة. ولكن قد يتمثل فى منطقة

(1) Blair, T.A., "Weather elements",4 th edi. Prentice-Hall. N.J. (1959) P.212.

عين الإعصار ذاتها عين عادئة Calm Eye يتـراوح قطرها من ٥إلى ٣٠ ميلاً، وهذا يرجع إلى هبوط الهواء عند عين الإعصار ويؤدى ذلك إلى إستقراره نسبياً فى هذا الموقع[١].

جـ- إذا كانت الزوبعة المدارية شبه ساكنة فتتوزع الأمطار الساقطة عند كل اجزاء الزوبعة، أما إذا كانت الزوبعة المدارية متحركة فيزداد سقوط الأمطار عند النصف الأمامى من الزوبعة. وعلى أى حال تتميز هذه الأمطار الساقطة مع الزوابع بغزارتها وتبدو على سطح الأرض وكأنها سيول عنيفة.

د- لا يصاحب سقوط البرَد Hail عمليات التساقط فى الزوبعة المدارية بخلاف ما يحدث فى حالة التساقط بالإنخفاضات الجوية.

هـ- تتمركز الزوابع المدارية أساساً فوق المسطحات البحرية فى مناطق الرهو الإستوائى وما يجاورها وبوجه خاص عند الجوانب الغربية من المحيطات المدارية والإستوائية، فى حين تحدث الإنخفاضات الجوية فوق كل من اليابس والماء على السواء.

ويكثر حدوث الزوابع المدارية عند هوامش مناطق الرهو الإستوائى بالجوانب الغربية من المحيطات حيث يكون الهواء أعلى رطوبة منه فى شرق المحيطات، ولكن هذا لا يمنع من حدوث بعض الزوابع المدارية الضعيفة نسبياً عند شرق المحيطات فى العروض شبه الإستوائية كتلك التى تحدث حول جزر الرأس الأخضر فى المحيط الأطلسى. وبجوار السواحل الغربية للمكسيك بشرق المحيط الهادى إلا أن اظهر مناطق تكوين الزوابع المدارية تتمثل فى المناطق الآتية[٢]:

١- فوق مياه البحر الكاريبى وخليج المكسيك وخاصة حول جزر الباهاما Bahamas.

٢- فوق مياه الساحل الغربى للمكسيك وأمريكا الوسطى بمياه المحيط

(١) Howard, J. Critchfield, "General Climatology", N.J. (1966) P.118.
(٢) Blair, T.A., "Weather elements",4 th edi. Prentice-Hall. N.J. (1959) P.216.

الهادى.

٣- فوق مياه بحر الصين وبالمسطحات المائية المجاورة لجزر الفلبين.

٤- فوق مياه خليج بنغال وبدرجة أقل فوق مياه البحر العربى.

٥-فوق القسم الجنوبى من المحيط الهندى وخاصة شرق جزيرة مدغشقر.

٦- فوق مياه المحيط الهدى الجنوبى وبوجه خاص حول جزر ساموا Samoa وجزر فيجى Fiji.

نشأة الزوابع المدارية ومسالكها:

تنشأ الزوابع المدارية أساساً بفعل التسخين المحلى فى الهواء الحار الرطب بمناطق الرهو الإستوائى وما يجاورها وخاصة عند الجوانب الغربية من المسطحات المحيطية. ويعتقد بعض الباحثين أن قوة كوريوليس ربما تكون مسئولة عن البداية الأولى لنشأة تلك الموجات الهوائية الساخنة(١). فى حين يؤكد الأستاذ ريل Riel(٢) بأن الزوابع المدارية تنشأ فوق المسطحات المحيطية ذات المياه الدفيئة والتى لا تنخفض درجة حرارة مياهها السطحية عن ٧٩°ف (٢٦°م). ومن ثم لا تتمثل الزوابع المدارية بالقسم الجنوبى من المحيط الأطلسى، ونادراً ما تحدث بالقسم الشرقى من المحيط الهادى الجنوبى، حيث توجد هنا التيارات البحرية الباردة التى تقلل من درجة حرارة المياة السطحية فى المحيطات. وعند إنتقال الزوابع المدارية من مناطق نشأتها فوق المسطحات المائية إلى أراضى اليابس المجاور تصبح أكثر إتساعاً، وتتباعد خطوط الضغط المتساوى بعضها عن البعض الآخر نسبياً، ومن ثم تضعف قوتها ويقل خطرها، ويرجع ذلك إلى قلة وجود الهواء الرطب الساخن فوق اليابس بالنسبة للمسطحات المائية عند

(١) a-- Byers, H.R., "General Meteorology", N.T. 3rd edi. (1959) P.458-479.
b-- Strahler, A.N.,"Introduction to Physical Geography",Wiley, N.J. (1969) P.117

(٢) Riehl, H., "Introduction to the Atmosphere", Mc Graw-Hill, (1972) P.127-164.

هذه العروض شبه الإستوائية[1].

وتبعاً لشدة سرعة الرياح فى الزوابع المدارية فإن السفن تحاول دائماً أن تتجنب التعرض لها، وتؤدى الزوابع المدارية إلى مصرع أعداد كبيرة من البشر كما يحدث فى الصين الشعبية وجزر الفلبين وجزر ساموا وشبه جزيرة فلوريدا. ومن أشد الزوابع العنيفة فى الولايات المتحدة الأمريكية تلك التى حدثت فوق جالفستون وأراضى تكساس فى سبتمبر عام ١٩٠٠ وأدت إلى مصرع ٦٠٠٠ شخص، وتلك التى حدثت فوق شبه جزيرة فلوريدا وبلغت سرعة الرياح ١٥٠ ميل (٢٤٤كم) فى الساعة. وارتفع منسوب بحيرة أوكى شوبى Okee Chobee بأكثر من ١٥ قدماً عن المستوى العادى لسطح البحيرة، وأدى ذلك إلى حدوث الفيضانات المدمرة وإغراق المدن والمراكز العمرانية بسكانها. ومن أظهر الزوابع المدارية فى العالم وأشدها عنفاً هى الهريكين والترنادو

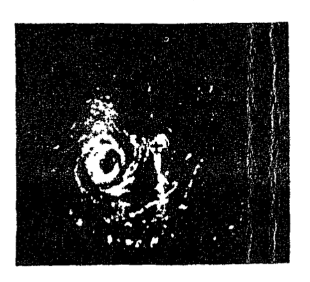
الهريكين: Hurricanes

يتركز نطاق هبوب الهريكين على حوض البحر الكاريبى وخليج المكسيك، وتحدث هذه الزوابع المدارية العنيفة خلال فصلى الصيف والخريف. وتتوقف قوة الهريكين وعنفها على مدى نسبة الرطوبة فى الهواء الدافىء بمناطق الرهو وصعود الهواء الساخن فيما بين المدارين Intertropical Convergence. وتؤثر قوة كوريو ليس (إنحراف الرياح مع دوران الأرض حول نفسها) فى إتجاهات الهريكين خاصة عند وقوع منطقة الهواء الصاعد المدارى بالقرب من الدائرة الاستوائية. وتنشأ الهريكين أساساً فى مناطق الضغط المنخفض الإستوائية ثم تتجه شمالاً فى المحيط الأطلسى الشمالى. ويتراوح متوسط قطر الهريكين من ١٠٠-٦٠٠ ميل، ثم يزداد قطرها عند خروجها من المناطق الإستوائية، وتتقدم الهريكين بمعدل يتراوح من ١٠ إلى ٢٠ ميلاً فى الساعة. وإذا كانت سرعة الرياح

---

(١) Simpson, R.H., "On the movement of tropical cyclones", Transactions, Amer. geophy. Union, vol. 27 No. V (1949)

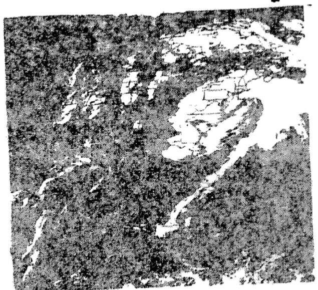
المعتدلة عند الأطراف الخارجية لإعصار الهريكين، فإنها تكون شديدة القرب من عين أو مركز الهريكين حيث تتراوح هنا من ٧٥إلى ١٥٠ميل فى الساعة. وعلى ذلك فإن التخريب الهائل الذى ينتج عن حدوث الهريكين يرجع إلى شدة سرعة الرياح التى تصاحبها وتتميز سحب الهريكين بأشكالها وقد نجح العلماء اليوم فى رصد أشكال سحب الهريكين بواسطة الرادارات والطائرات (لوحة١٢). وكذلك بواسطة الأقمار الصناعية



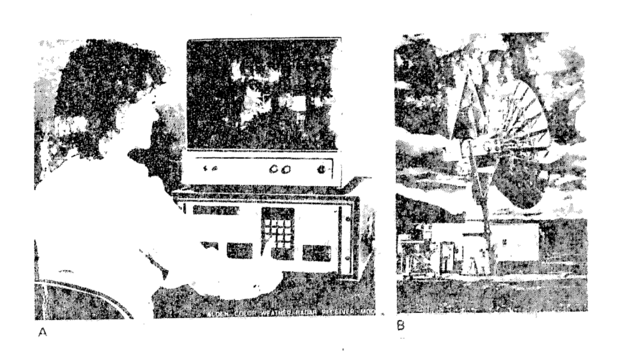
(لوحة١٢) صورة بواسطة الرادار توضح خصائص السحب الحلزونية وعين الإعصار فى حالة تكوين الهريكين بجوار سواحل شبه جزيرة فلوريدا فى يوم ٢٧أغسطس عام ١٩٥٨. وقد كانت إحدى طائرات السلاح الجوى الأمريكى تسجل بعض التفاصيل المتيورولوجية للهريكين.

المناخية (المتيوسات) (لوحة١٣) وتسمى الهريكين بأسماء محلية متعددة تبعاً لمواسم هبوبها على السواحل الجنوبية للولايات المتحدة الأمريكية منها هريكين إللا Ella، وهريكين اليدا Alida، وهريكين جلاديس Gladys. كما ينتج عن الأمطار الأعصارية الغزيرة حدوث الفيضانات التى تسبب هى الأخرى الدمار والخراب فى المراكز العمرانية. وإذا حدثت الهريكين فوق مياه المحيطات فإنها تؤدى إلى إرتفاع الأمواج الهادرة الخطرة على الملاحة البحرية، وعند إصطدام الأمواج العالية بخط الساحل قد ينتج الكثير من

تخـريب وتدمـيـر المنشـآت العـمـرانيـة. وعلى ذلك يهـتم مكتب الطقس بالولايات المتحدة الأمريكية بتتبع حركات الهريكين ومسالكها والإهتمام ببيانات البالون المذيع Rawin ومشاهدة الزوابع المدارية على شاشات



(لوحة ١٢) صورة بالقمر الصناعي للهريكين المعروفة باسم جلاديس Gladys جنوب شرق الولايات المتحدة الأمريكية – لاحظ تكوين السحب الحلزونية للهريكين وشدة سرعتها ٤٠١ م/ثانية)



(لوحة ١٢أ) تتبع مراحل تكوين الهريكين ومشاهدتها على شاشات الرادار

الرادار (لوحة ١٣) وحساب سرعة الرياح فيها حتى يمكن إرشاد السكان (فى مناطق حدوث الهريكين) إلى تجنب أخطارها.

الترنادو(١) : Tornadoes

تعد الترنادو أكبر الزوابع المدارية قوة وعنفاً، وأشدها تدميراً بحيث يمكن لها أن تدمر كل ما يقع فى طريقها من منشآت عمرانية، ومن حسن حظ الإنسان أن قطر الترنادو مخدود جداً ولا تغطى هذه الزوابع المدارية إلا مساحات محدودة جداً من سطح الأرض (عدة مئات من الأمتار المربعة أحياناً) ونادراً ما يزيد قطر الترنادو عن ٤/١ميل إلا أن الترنادو تمتد فى مسالك طولية تتراوح من مئات الياردات إلى أكثر من ميل. وتبعاً لعظم شدة سرعة الرياح (الخارقة العادة وقد تصل إلى ٥٠٠كم فى الساعة) حول مركز الإنخفاض الجوى للترنادو فتعرف هذه الزوابع المدارية المدمرة بالرياح اللولبية أو الحلزونية الدوارة (راجع لوحة١٢ ولوحة ١٣) The Twister or the Whirling Winds. ومنذ القرن السادس عشر الميلادى عرف قباطنة السفن الشراعية الأهوال والمآسى التى كانت تحدث بفعل الترنادو على طول ساحل غرب أفريقيا (خاصة بالقرب من ساحل السنغال وساحل غامبيا)، كما شوهدت الترنادو فى جنوب شرقى أستراليا. إلا أن أهم مناطق سطح الأرض تأثراً بهذه الزوابع الحلزونية المدارية المدمرة هى المناطق الجنوبية من الولايات المتحدة الأمريكية المطلة على خليج المكسيك، وقد يمتد أثر الترنادو شمالاً حتى ولايات تكساس وأوكلاهوما وميسورى وتكساس والميسيسيبى.

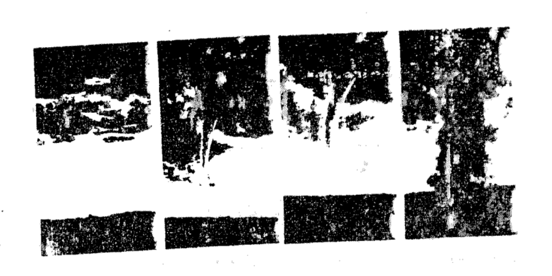
---

(١) يرجع اسم «الترنادو» اللغة الأسبانية حيث أن "tornar" معناه يدور "to turn" ويدل هذا الإسم على شدة سرعة دوران الرياح حول مركز الأعصار بدرجة لا يمكن حسابها حتى اليوم ولو باستخدام أحدث آلات الرصد الجوى وذلك تبعاً لتعرض هذه الآلات للتدمير بفعل شدة الرياح راجع:
Stamp D.L.,"Aglossary of geogrophical terms,"Longmans",London (1961)P.455

- ويطلق الأستاذ محمود حامد محمد فى كتابه «المتيورولوجية» عام ١٩٤٦ ص١٨٤ على هذه الزوابع المدارية إسم «الأعاصير النكباء» وقد جرى العرف على تسميتها بالترنادو علماً بأن النطق الصحيح لهذا الإسم فى اللغة الإنجليزية هو «التورنيدو».

وتتجه الرياح الحلزونية الشديدة الدوران حول عين إعصار الترنادو فى عكس إتجاه عقرب الساعة فى نصف الكرة الشمالى. وتتميز بشدة سرعتها تبعاً لتركز أثرها فى مساحات محدودة ولارتفاع الهواء الصاعد إلى أعلى عند عين الإعصار بسرعة رهيبة. وعلى ذلك فإن الترنادو أشبه بالإنخفاضات الجوية وبالأعاصير أو الزوابع المدارية التى سبقت الإشارة إليهما من قبل ولكنها أقل منهما حجماً وأشدهما تدميراً وتحدث فى وقت زمنى قصير جداً، وتتقارب خطوط الضغط المتساوى فيها بشدة بحيث يصعب قياس مقدار الضغط الجوى عند عين الإعصار أو سرعة الرياح حوله، حيث يمكن لرياح الترنادو أن تدمر أدوات الرصد الجوى(١).

وتتكون سحب المزن الركامى المنخفضة السميكة عند حدوث الترنادو، وتمد يتدلى من هذه السحب مخروط أو قمع ثعبانى منها Funnel-Shaped (Cloud، يغير موقعه بين الحين والآخر تبعاً لمراحل نموه (لوحة١٤). فتارة يرتفع إلى أعلى ثم ينخفض تارة أخرى إلى أسفل. ولكن اذا ما وصل هذا المخروط السحابى إلى الأرض فإنه يدمر كل ما يقابله من



(لوحة١٤) مراحل متتابعة توضح كيفية تكوين الترنادو فى أواسط الولايات المتحدة الأمريكية وهبوط سحابة على شكل القمع المخروطى صوب الأرض .

(١) Blair. T.A., "Weather elements",4 th edi. Prentice-Hall. N.J. (1959) P.230-237..

منشـآت على سطح الأرض (يحـدث هذا التـدمـير بفـعل الرياح الشـديدة وليس بفـعل الأمطار) وتؤدى الترنادو إلى إغـراق السفـن خاصة إذا مـا لمس هـذا القـمع المخروطى (أو السـحب الثعـبانيـة) ميـاه البحـر وإرتفعـت الأمـواج الهائلة[1]. (لوحـة١٥) ويقدر العلمـاء بأن سرعـة الرياح عند مركـز إعصـار التـرنادو تـتـراوح من ٢٠٠ إلى ٥٠٠ مـيل فى السـاعـة. ويتـألف سـحب المزن الركامى المنخـفض بالترنادو من قطرات مـائية دقيـقة الحـجم تكونت بفعل البـرودة السـريعة للهـواء إلى مـا دون نقطة الندى وتنجـذب الأتربة الدقـيقة الحـجم إلى هـذه السـحب عندما يصل المخروط السـحابى إلى سطح الأرض.



(لوحة١٥) تكوين القمع أو المخروط المتدلى من سحب المزن الركامى ووصوله إلى سطح الأرض أثناء حدوث الترنادو فوق بلدة روكوال Rockwall فى تكساس يوم ٣٠ أبريل ١٩٤٧.

---

(١) كما يحـدث فى المثلث المعروف باسم «مثلث برمودا» ببحـر سرجاسو جنوب شـرق الولايات المتحدة الأمريكية، ويكثر حدوث الترنادو فى هذا الموقع الأخير وتسبب هنا إغراق السفـن وإسقاط الطائرات ومن ثم أطلق العامة على هذه المنطقة اسم «مثلث الشـيطان» إعتقاداً منهم بأن الشيطان يسكن هذه المنطقـة. وتعـرف التـرنادو فـوق ميـاه البـحـار فى هذه الحـالة باسم «النافـورات المائيـة» "Water Spouts". وتضطر السفن إلى إطلاق المدافع على مراكز التـرنادو لإزالتها من الجـو نظراً لخطورتها على الملاحة البحرية.

وتختلف سرعة الترنادو من إعصار إلى آخر، فعلى جنوب شرق الولايات المتحدة يكون الاتجاه السائد للترنادو هو الإتجاه الشمالى الشرقى وتتراوح سرعتها من ٣٥إلى٤٥ ميلاً فى الساعة. وأثناء حدوث بعض أعاصير الترنادو ظل المخروط السحابى ملامساً لسطح الأرض لبضع دقائق (المتوسط العادى لا يزيد عن بضع ثوانى) وهنا يزداد خطرها. ويمكن لأعاصير الترنادو فى هذه الحالة هدم المنشآت العمرانية واقتلاع الأشجار التى تقع فى طريقها حيث يتراوح الضغط الناتج عن سرعة الرياح من ١٦٠إلى١٠٠٠ رطلاً على كل قدم مربع. ونتيجة للإنخفاض الجوى الفجائى عند هبوط المخروط السحابى بالقرب من سطح الأرض تتهدم جدران المنشآت العمرانية التى لا تتحمل مثل هذا الإنخفاض الشديد فى مقدار الضغط.

وتحدث الترنادو فى جنوب شرق الولايات المتحدة الأمريكية بمعدل ١٥٠ عاصفة فى السنة، ويحدث معظمها خلال فصل الربيع، وخاصة خلال فترة ما بعد الظهر[١]

وفى يوم ١٩٨٨/٩/١٥ تعرضت أراضى جنوب شرق الولايات المتحدة الأمريكية لإعصار جيلبرت والذى سبق له أولا إجتياح جزر البحر الكاريبى ودمر حوالى ٢٠ ٪ من المنشآت العمرانية فى جزيرة جاميكا وقدرت الخسارة بحوالى ٨بليون دولار وتسبب هذا الإعصار فى تأجيل القرار الخاص بإطلاق المكوك الأمريكى ديسكفرى.

ومن بين الأعاصير المدارية المدمرة ذلك الذى خرب ولاية فلوريدا فى أغسطس عام ١٩٩٥ والمعروف باسم «إعصار إرين» وإعصار أندرو الذى حدث فى أغسطس ١٩٩٢. وتشكل الأعاصير المدارية المدمرة خطراً فادحاً على حياة البشر ومنشآتهم العمرانية فى جنوب شرق الولايات المتحدة الأمريكية وذلك بسبب ما يصاحبها من رياح دوامية دردورية شديدة

(١) Flora, S.D.,"Tornadoes of the United States." Norman Okla. Univ. of Oklahoma, Press (1953) P.37-50.

السرعة وأمطار غزيرة كثيراً ما تسبب فى حدوث الفيضانات الخطرة فى المناطق السهلية المستوية السطح. وتسبب حدوث أعصار مدارى فى عام١٩٠٠ فى قتل أكثر من ٦٠٠٠نسمة فى مدينة جلفستون بولاية تكساس الأمريكية، فى حين نتج عن إعصار مدارى أخر حدث فى عام ١٩٢٨ (على الرغم من أنه لم يسبب فى سقوط أمطار غزيرة) إرتفاع منسوب مياه حيرة كوفى شوبى فى ولاية فلوريدا وأدى إلى مصرع أكثر من ٢٠٠٠شخص.

وحسب نتائج الأستاذ وليم جارى يتبين أن تأثير الأعاصير المدارية على أراضى الولايات المتحدة الأمريكية خلال السنوات الأخيرة كان تحت المعدل العام لحدوثها حيث بلغ ٧ ٥ إعصاراً سنوياً خلال الفترة من ١٩٥إلى١٩٩٤ بينما كان معدله يصل إلى ١٢إعصاراً سنوياً خلال النصف الأول من القرن العشرين

وقد تسببت الأعاصير المدارية فى حدوث أضرار بالغة كلفت الولايات المتحدة الأمريكية أكثر من ١بليون دولار خلال الفترة من عام١٩٦٠ حتى عام ١٩٩٥ ومن هنا كان إهتمام المسئولين بضرورة تطوير عمليات رصد الأعاصير المدارية مسبقاً باستخدام التقنيات الحديثة التى زودت بها الأقمار الصناعية المناخية (المتيوسات)، وإدراكهم فى محطات الأرصاد الجوية بالولايات المتحدة الأمريكية بمراكز نشوء هذه الأعاصير وأخطارها المتوقعة الناجمة عنها قبل وصولها إلى أراضى الدولة.

عواصف الرعد والبرق: Thunderstorms

إذا ما سُمع الرعد من اى عاصفة جوية يمكن أن تسمى مثل هذه العواصف بعواصف الرعد. وقد يحدث الرعد Thunder فى حالة تكوين الزوابع أو العواصف المدارية، ومع الإنخفاضات الجوية والترنادو، إلا أن تعبير «عواصف الرعد والبرق» بمعناه الخاص يدل على العواصف التى تنشأ بفعل التيارات الهوائية الصاعدة Convectional خلال فترة وقتية

قصيرة Short duration. وتتخذ عواصف الرعد والبرق مراحل أدوارها فى سحب المزن الركامية التى تبدو أعاليها على شكل السندان Anvil-shaped cumulonimbus could، ويسقط بسببها أمطار غزيرة جداً (قد يسقط خلال العاصفة الواحدة نحو $\frac{1}{3}$ مليون طن من مياه الأمطار) خلال وقت قصير وقد يصاحب هذه الأمطار سقوط البَرَد وأحياناً الثلج[1]. وعلى ذلك ينتشر حدوث عواصف الرعد والبرق فى مناطق متفرقة من سطح الأرض وخاصة فى المناطق المدارية الحارة الرطبة التى تتعرض بكثرة الهواء الإنقلابى الصاعد الحار الرطب، وللإنخفاض الملحوظ فى معدل الإنخفاض الرأسى لحرارة الهواء مع الإرتفاع Large lapse-rate فى حين لا تحدث عواصف الرعد والبرق فى المناطق التى تتعرض للهواء الهابط البارد كما هو الحال عند القطبيين وكثيراً ما تحدث عواصف الرعد والبرق خلال فترة ما بعد الظهر فى العروض المدارية الرطبة وتتكون معها سحب المزن الركامى وعند ظهور هذه السحب الأخيرة الداكنة اللون تنتشر الغيوم فى وقت لا يزيد عادة عن نصف الساعة ثم يصحو بعدها الجو وتصفو السماء وتهب الرياح الخفيفة[2].

أنواع عواصف الرعد والبرق وأسباب حدوثها

يمكن أن نميز عدة أنواع مختلفة من عواصف الرعد والبرق تبعاً لظروف نشأة كل منها وتتمثل أهم العوامل التى تؤدى الى نشأة عواصف الرعد والبرق فيما يلى.

١ - تعرض الهواء الملامس لسطح الأرض (خاصة فى المناطق القارية الواسعة الإتساع خلال فصل الصيف) للحرارة الشديدة، فيصعد الهواء الإنقلابى الساخن الرطب إلى أعلى مؤدياً إلى حدوث ما يسمى بعواصف الرعد والبرق الحرارية Convectional or Heat thunderstorms ويكثر حدوثها هذه العواصف فيما بعد الظهر.

---

(1) Blair. T.A.. "Weather elements".4 th edi. Prentice-Hall. N.J (1959)P.221-230.

(2) Byers, H.R.. and Brham, R.R.Jr "The Thunderstorm" Washington D.C.. U.S. Dept of Commerce (1949)

٢- تعرض الهواء الملامس لسطح الأرض للحرارة الشديدة الناتجة عن حدوث الحرائق فى الغابات وفى المصانع وصعود الهواء الساخن الرطب إلى أعلى وتكوين ما يسمى بعواصف الرعد والبرق الحرارية الصناعية Artificial heat thunderstorms.

٣- تعرض الهواء الملامس لسطح الأرض للحرارة الشديدة الناتجة عن نشاط الثورانات البركانية المحلية، وهذا يؤدى إلى تكوين عواصف الرعد والبرق المحلية البركانية Volcanic thundrstorms.

٤- تعرض الهواء الساخن الصاعد لكتل هوائية باردة فى الطبقات العليا من الجو وقد يؤدى ذلك إلى حدوث عواصف الرعد والبرق الباردة Cold air thundrstorms، وتكثر هذه الحالة خلال ليالى الشتاء فى المناطق المدارية بنصف الكرة الجنوبى.

٥- قد تحدث عواصف الرعد والبرق على طول نطاق الجبهات الباردة النشيطة Active cold front فى العرض المعتدلة، ويحدث مثل هذا النوع من عواصف الرعد والبرق نهاراً وليلاً وخلال أى فصل من فصول السنة، إلا أنها نادرة الحدوث فوق سطح اليابس، وتعرف باسم عواصف الرعد والبرق على أسطح الجبهات(١) Frontal thunderstorms.

٦- قد تحدث عواصف الرعد والبرق عند صعود الهواء الساخن فوق السفوح الجبلية، وتعرف فى هذه الحالة باسم. عواصف الرعد والبرق التضاريسية Orographicthunderstorms، يكثر حدوثها مساءً.

٧- قد تحدث عواصف الرعد والبرق كذلك عند تقابل كتل هوائية مختلفة الخصائص الطبيعية وهى التى تعرف باسم Air-mass thunderstorms.

وعلى ذلك تكاد تنتشر عواصف الرعد والبرق فوق معظم أجزاء

---

(١) Blair, T.A., "Weather elements",4 th edi. Prentice-Hall. N.J. (1959) P.244.

سطح الأرض فيما عدا المناطق القطبية[1] ويمكن أن نلخص أشد المناطق تأثراً بها فيما يلى:

١- مناطق العروض المدارية الرطبة حيث يصل عدد مرات حدوث عواصف الرعد والبرق فوق كل من جمهورية بنما، وجزر أندونيسيا أكثر من ٢٠٠ مرة فى السنة.

٢- الساحل الشرقى لشبه جزيرة فلوريدا والساحل الجنوبى من الولايات المتحدة الأمريكية ويصل عدد مرات حدوثها هنا نحو ٧٠ عاصفة فى السنة، ويتركز حدوث معظمها خلال الفترة الممتدة من يونيو إلى سبتمبر.

٣- منطقة جنوب مرتفعات الروكى ،منطقة سنتافى Santa Fe وأواسط المكسيك حيث يصل عدد مرات حدوث عواصف الرعد والبرق هنا إلى أكثر من ٧٥ مرة فى السنة.

٤- منطقة أفريقيا الإستوائية وجزيرة مدغشقر يصل عدد مرات حدوثها إلى أكثر من ٩٠ مرة فى السنة.

٥- منطقة جنوب شرق البرازيل وأراضى كولومبيا حيث يصل عدد مرات حدوثها إلى نحو ٦٠ مرة فى السنة.

ويقدر العلماء عدد عواصف الرعد والبرق بنحو ٤٠ ألف عاصفة فى اليوم الواحد بكل أنحاء العالم[2]، ومن دراسة خريطة المتوسط السنوى لعدد أيام حدوث عواصف الرعد والبرق فى العالم يتبين أن أظهر مناطق حدوثها هى المناطق الإستوائية والمدارية حيث يتراوح عدد مرات حدوثها من ٤٠٠ إلى أكثر من ٨٠ مرة فى السنة. ويقل حدوث عواصف الرعد والبرق فى المناطق الباردة، ولا يظهر فى المناطق القطبية. (شكل ٥٧)

ويختلف مدى إرتفاع عواصف الرعد والبرق عن سطح الأرض

(١) Riehl, H., "Introduction to the Atmosphere", Mc Graw-Hill, (1972) P.145.

(٢) a-- Howard, J. Critchfield, "General Climatology", N.J. (1966)P.119

b-- Blair, T.A., "Weather Elements", Prentice-Hall, N.J. (1959) P.225



(شكل ٥٧) المتوسط السنوى لعدد

أيام حدوث عواصف الرعد والبرق فى العالم

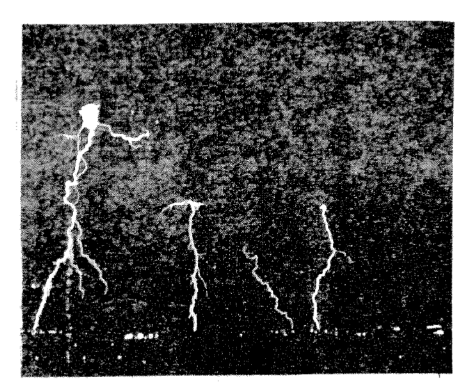
بخلاف فصول السنة، وهى تتمثل على إرتفاعات عالية خلال فصل الصيف فى العروض المدارية عنها خلال فصل الشتاء. ويتراوح متوسط إرتفاعها من ١٢,٠٠٠ – ٦٠,٠٠٠ قدم فوق مستوى سطح البحر، وتتميز قاعدة عواصف الرعد والبرق بلونها الداكن، ويخط من السحب يعرف باسم خط النوات[١] Squall line وهو الذى يتكون بفعل الهواء الصاعد إلى أعلى. كما تتميز قطيّرة أو حبة رخات المطر فى عواصف الرعد والبرق بكبر حجمها Large drops of rain وقد يصاحبها سقوط البَرَد Hail. إلا أن المشاهد لهذه العاصفة ينبهر بشدة عند مشاهدته للبرق وسماعه الرعد، ومن ثم يحسن أن نشير إلى أسباب حدوث كل منهما فى هذه العاصفة.

أسباب حدوث الرعد والبرق:

البرق Lightning هو عبارة عن وميض الضوء Flash of light الذى يحدث نتيجة عمليات الشحن الكهربى فى الغلاف الجوى، أما الرعد Thunder فهو عبارة عن الصوت The sound الذى يحدث نتيجة للتمدد الفجائى للهواء بفعل الحرارة الشديدة الفجائية الناجمة عن حدوث البرق. فقد أكدت الدراسات المتيورولوجية الحديثة بأن سحب المزن الركامى عبارة عن مولد كهربائى ثابت Static electricity generator لها القدرة على بناء الملايين من وحدات الجهد الكهربى (فولت) خلال وقت قصير. فعند إنقسام ذرات مياه الأمطار، تكتسب الذرات المنفصلة عن الذرات المائية الأصلية شحنات موجبة فى حين تبقى الذرات المائية الأصلية بشحناتها السالبة والتى تتساوى فى مقدارها مع الشحنات الموجبة. ومن ثم تتمثل معظم الشحنات الموجبة فى القسم الأسفل من سحب المزن الركامى، أما فى القسم الأعلى منها وعند مستوى نقطة الندى، فإن تساقط حبات الثلج يكسب البلورات الثلجية شحنات سالبة، ويشحن الهواء المحيط بها

---

(١) يعرف هذا الخط أيضاً باسم خط تنشيج الرياح وهو عبارة عن خط طويل يتكون من سحب المزن الركامى ويسبق مجىء الجبهة الباردة



(لوحة١٦) حدوث البرق فى عاصفة الرعد والبرق

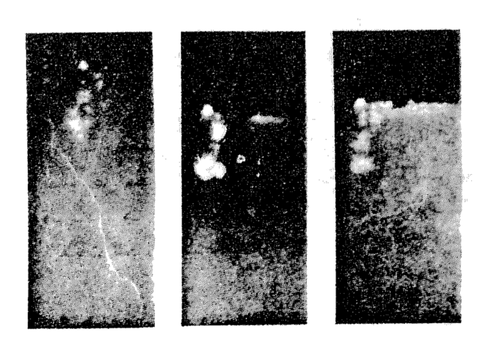
بشحنات سالبة. وعند صعود الهواء الساخن إلى أعلى فإنه يحمل معه الشحنات الموجبة إلى أعالى سحب المزن الركامى، ونتيجة لاصطدام الشحنات الموجبة مع الهواء الصاعد بالشحنات المتمثلة عند أعالى السحابة يحدث التفريغ الهوائى داخل هذه السحب ويتكون البرق والرعد(١). (لوحة١٦).

والبرق عبارة عن شحنات كهربائية مباشرة متوالية يبلغ المدة الزمنية للشحنة الواحدة منها ٠,٠٠٠٢ من الثانية وتتراوح شدة تياره من بضعة الاف إلى نحو ١٠٠,٠٠٠ أمبير، ومتوسط الجهد الكهربى نحو ١٠٠ ألف فولت. ويتخذ وميض البرق أشكالاً متعددة فقد يكون شوكى المظهر Forked أو متعرج الإمتداد ZigZag أو مخططاً أو مقلماً Streak أو

---

(١) Blair, T.A., "Weather Elements", Prentice-Hall, N.J. (1959) P.228
ولذلك ينبغى حماية المبانى العالية من الشحنات الكهربائية فى الجو بوضع عمود البرق Lightning rod لحماية المبنى من الصواعق.

صفائحياً Sheet وقد يكون وميض البرق على شكل كرات ضوئية كبيرة الحجم Ball Lighting. (لوحة١٧).



(لوحة١٧) مراحل تكوين كرات البرق المضيئة أثناء عاصفة الرعد والبرق

ويتضح أن البرق والرعد يحدثان فى وقت واحد تقريباً بفعل التفريغ الكهربى داخل سحب المزن الركامى[1]. ولكن لما كانت سرعة الضوء تبلغ ٣٠٠ألف كيلو متر فى الثانية، وسرعة الهواء ٣٣٠متراً فى الثانية وأن سرعة سقوط المطر دون ذلك بكثير. فإن المشاهد لهذا النوع من العواصف يرى البرق أولاً. ثم يسمع الرعد ثانياً وبعدها بقليل يستقبل هطول المطر. ويرى الأستاذ هوارد كريتشفيلد (1966 P.125) بأن الرعد يحدث فى الجو بعد حدوث البرق مباشرة، وبفعل التمدد الفجائى للهواء الذى إرتفعت حرارته بدرجة كبيرة وبصورة فجائية بفعل البرق. ولا يقتصر حدوث التفريغ الكهربى داخل سحب المزن الركامى لعواصف الرعد والبرق فقط،

(١) Howard, J. Critchfield, "General Climatology", N.J. (1966)P.125.

بل قد يحدث ذلك أيضاً داخل نطاق السحب المجاورة لهذه العواصف، وفى هذه الحالة يكون البرق خطراً على حياة الإنسان والحيوان خاصة عند حدوث التفريغ الكهربى بين الشحنات الموجبة لنقاط الأمطار داخل سحب المزن الركامى وبين الشحنات السالبة على سطح الأرض. ويحدث فى هذه الحالة ما يسمى بالصواعق Strikes وقد تؤدى هذه الصواعق إلى إشتعال الأشجار وتعرض مساحات واسعة من الغابات للحرائق المدمرة.

مراحل تكوين عواصف الرعد والبرق:

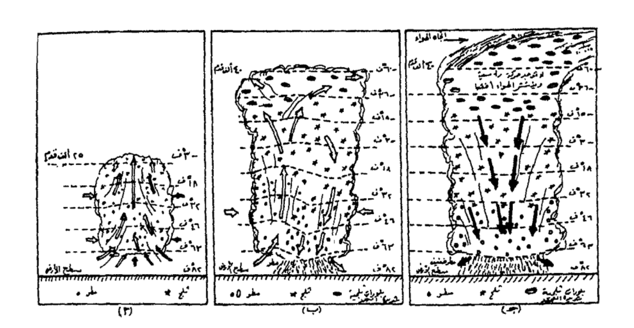
إتفق العلماء على أن عواصف الرعد والبرق تمر بعدة مراحل متتالية حتى يكتمل نمو العاصفة ويحدث فيها البرق والرعد. وتتمثل هذه المراحل فيما يلى:

١- مرحلة بداية نمو العاصفة:

وتبدأ هذه المرحلة عندما يتعرض الهواء الرطب الملامس لسطح الأرض للحرارة الشديدة ويصعد إلى أعلى وتتكون كتل هوائية دفيئة رطبة بحيث تتراوح درجة حرارة الهواء عند أطرافها السفلية من ٦٠° إلى ٧٠°ف فى حين قد تنخفض درجة حارة الهواء عند أطرافها العلوية إلى -٣٠°ف، وقد يصل إرتفاع الهواء الساخن الرطب حتى مستوى ٢٥,٠٠٠قدم فوق مستوى سطح البحر ويؤدى إلى تكوين السحب الركامية Cumulus Clouds. (شكل٥٨ أ)

٢- مرحلة النضج:

مع توالى الهواء الصاعد إلى أعلى قد يزداد إرتفاع هذه الكتلة الهوائية وتصل أعاليها إلى أكثر من ٤٠,٠٠٠ قدم فوق مستوى سطح البحر. وفى الوقت الذى تكون درجة حرارة الهواء عند الأطراف السفلى من هذه الكتلة الهوائية نحو ٦٠° إلى ٧٠°ف، فإن درجة حرارة الهواء عند هذه الكتلة الهوائية العالية تصل إلى -٦٠°ف، ومن ثم يبرد الهواء عند هذه



(شكل٥٨) مراحل تكوين عاصفة الرعد والبرق

أ- مرحلة بداية صعود الهواء الساخن إلى أعلى وتكوين السحب الركامية

ب- مرحلة النضج. جـ- مرحلة التشتت

الكتلة الهوائية نحو ٦٠° إلى ٧٠°ف، فإن درجة حرارة الهواء عند هذه الكتلة الأمطار[١].

ولكن نتيجة لاستمرار صعود الهواء الساخن من أسفل إلى أعلى فإنه يحمل معه شحنات سالبة فى حين تتجمع نقاط الأمطار الكبيرة الحجم بأواسط الكتلة الهوائية (لعدم قدرتها على السقوط تحت تأثير صعود الهواء من أسفل إلى أعلى) فتنشطر نقاط الأمطار وتتحمل بشحنات كهربية موجبة. وينتج عن تصادم الشحنات السالبة بالشحنات

(١) a-- Blair, T.A., "Weather elements", Prentice-Hall, Hall, N.J. (1959) P.223.
b-- Howard, J. Critchfield, "General Climatology", N.J. (1966) P.124.
c-- Trewartha, G.T., "An Introduction to Climate", Mc Graw-Hill, N.J. (1954) P.209-219.

الموجبة حدوث تفريغ هوائي داخل سحب المزن الركامي ينتج عنه حدوث البرق والرعد وسقوط الأمطار الفجائية الغزيرة.

مرحلة التشتت·

وفي هذه المرحلة يقل صعود بخار الماء إلى أعلى، ومن ثم يقل هطول المطر، ويتوقف حدوث البرق والرعد، ويصفو بعد ذلك الجو.

الصواعق Strokes

بعد حدوث البرق مباشرة تنساب من السحب المشحونة كهربائياً موجات وراء موجات متتالية ذات شحنات كهربائية سالبة تتجه صوب سطح الأرض في خطوط متكسرة بسرعة تقترب من سرعة الضوء وعندما تصبح هذه الموجات الكهربائية على إرتفاع ٣ متراً من سطح الأرض تتأثر اعالي المباني والمنشآت العمرانية العالية بالمجال الكهربائي لهذه الموجات وتدخل في نطاقه وعلى ذلك تتفاعل الموجات السالبة الهابطة مع تلك الموجات الموجبة الصاعدة من سطح الأرض مع الهواء الساخن الصاعد إلى أعلى وينتج ذلك حدوث الصاعقة[١]

وتتأثر المنشآت العمرانيةعلى سطح الأرض بعدد يتراوح من ثلاث إلى خمس موجات كهربائيه في مدة لا تزيد عن نصف ثانية فقط ومن ثم ينتج عن حدوث الصواعق إتلاف الدوائر الكهربائيه في المنشآت العمرانية وإشتعال الحرائق فيها وكذلك في مساحات واسعة من الغابات وفي المصانع وقد يلقى بعض الناس مصرعهم إذا ما تصادف وجودهم خارج المنازل وصربتهم صاعقة بصعقة كهربائية مباشرة

وعلى ذلك فإن الصواعق تصيب المنشآت العمرانية المرتفعة بدرجة أشد منها بالنسبة للمباني المنخفضة القريبة من سطح الأرض. وتتعرض ناطحة السحاب المعروفة باسم مبنى الأمبير ستات Empire State في

---

(١) حسن أبو العينين: «الإعجاز العلمي في القرآن» الجزء الثاني القرآن الكريم والجغرافيا الطبيعية مطبعة العبيكان الرياض (١٩٩٦).

مدينة نيويورك لعشرات من الصواعق العنيفة كل عام وخاصة أثناء حدوث عواصف الرعد والبرق. ولحماية هذا المبنى من أخطار الصواعق تم تزويده بعمود حديدى مثبت فى أعالى المبنى ومركب فوق مخروط حديدى يعمل على إمتصاص الشحنات الكهربائية السالبة الهابطة أثناء حدوث عواصف الرعد والبرق، وتسرى هذه الشحنات إلى الأرض مباشرة. ومع ذلك إعتاد الناس مشاهدة أضواء الصواعق البراقة حول جوانب مبنى الأمبير ستيت (خاصة خارج نطاق حماية مانع الصواعق) Lighting Rod كما حدث ذلك بشكل واضح جداً فى يوم ٢٤ أغسطس ١٩٣٦. ولما كانت المبانى التى تقع على أعالى جوانب الأودية أكثر عرضة لتأثيرات الصواعق وأخطارها من تلك المبانى التى تقع فى بطون الأودية، فإن معظم المنازل فى المناطق السكنية هنا وعند خطوط تقسيم المياه يثبت فى أعاليها موانع للصواعق وعند مد خطوط كهرباء الضغط العالى وتثبيت الأعمدة الكهربائية لربط الأسلاك الكهربائية فيها وتوصيلها من عمود إلى آخر، يعمل المسئولون على تزويد أعالى كل عمود منها بأسلاك كهربائية لامتصاص الشحنات الكهربائية السالبة من الجو وعند حدوث الصواعق وإرسالها مباشرة إلى الأرض.

الرصد الجوى للكتل الهوائية والإنخفاضات الجوية والزوابع المدارية

تجمع كثير من قاعدة المعلومات والبيانات المتيورولوجية الخاصة بعناصر الغلاف الجوى اليوم عن طريق الرصد الجوى للكتل الهوائية والانخفاضات الجوية والزوابع المدارية. فالقراءات التفصيلية الوقتية المنتظمة لكل من الحرارة والضغط وإتجاه الرياح وسرعتها ونسبة الرطوبة ومدى تكون السحب، كلها عوامل أساسية تساهم فى تتبع الراصد لحدوث الإنخفاضات الجوية والزوابع المدارية. وتهتم الدراسات المتيورولوجية الحديثة باستخدام المنهج المورفومترى إلى جانب الإستعانة بالأجهزة الألكترونية المتقدمة وبيانات الأقمار الصناعية المناخية للوصول إلى أدق التفاصيل العلمية لطبيعيات الجو وظواهره.

ومن بين هذ الآلات الحديثة نذكر منها اجهزة الرادار الخاصة باستقبال الصور التى توضح للمشاهد مراحل تكوين الكتل الهوائية والانخفاضات الجوية والزوابع المدارية Radar storm-detection techniques كما يمكن لهذه الأجهزة تتبع حدوث السحب والأمطار وعواصف الرعد والبرق والهريكين والترنادو لحظة بلحظة على شاشة الرادار وعلى مسافات تزيد عن ٢٠٠ ميل من مكان الراصد.

كذلك يمكن تحديد مواقع الهريكين والترنادو باستخدام ما يعرف باسم أجهزة «سفريك» Spherics. (اى اجهزة الجو، ومشتقة من كلمة الغلاف الجوى Atmosphere) ولا يعد هذا الجهاز الأخير من نوع الرادار، بل هو عبارة عن جهاز إستقبال receiver ومزود بجهاز مكبر الكترونى لتوسيع الدفعات أو الموجات الكهربية، ويمكن له أن يلتقط الشحنات الكهربية التى تصدر عن حدوث عواصف الرعد والبرق. ويحدد الجهاز مواقع حدوث عواصف الرعد والهريكين والترنادو عن طريق تجمع أشعة الراصد الموجهة من عدة محطات رصد جوى من نقطة واحدة.

ويمكن تصوير الإنخفاضات الجوية والزوابع المدارية والهريكين والترنادو فى الوقت الحاضر باستخدام التصوير الجوى Aerial reconnaissance. وهنا يلزم الطيران فى الهواء العلوى وتحمل اخطار الإضطرابات الجوية والقيام بعمل مسح جوى للظاهرات الجوية[1]. وتستطيع الطائرات الحديثة اليوم القيام بتصوير الأعاصير أو الإنخفاضات الجوية المدارية وتتبع مسالكها من بداية مرحلة نشوئها، كما أن التفسير العلمى الدقيق لمضمون هذه الصور الجوية يفيدالدارس كثيراً عند تحليله للظاهرات المتيورولوجية المختلفة. (راجع لوحة١٢).

ويستخدم العلماء اليوم الصواريخ Rockets المزودة بأجهزة الراديو سوند Radio-sonde وكذلك الأقمار الصناعية Satellites المناخية

(١) أول رسالة تلغرافية إستقبلتها المراصد الجوية من احدى السفن الأمريكية فى البحر الكاريبى تعلن عن حدوث إعصار فى عام ١٩٠٩، وفى عام ١٩٤٣ إستطاعت أول طائرة أن تخترق الزوابع المدارية وتقوم بتصوير أجزائها المختلفة وتسجيل بعض بياناتها المتيورولوجية.



(لوحة١٨) صورة للقمر الصناعى أيسا ٣ (Essa 3) يوم ٢٩ يناير١٩٦٧ توضح بداية تكوين أعاصير الهريكين على شكل إنخفاض جوى شديد بجوار الساحل الشمالى الغربى لأستراليا

(المتيوسات) عند رصد البيانات المتيورولوجية الخاصة بالجو على إرتفاعات عالية جداً. وتتصل هذه الصواريخ والأقمار الصناعية بمحطات رادار على سطح الأرض، حيث تعمل الأخيرة على إستقبال البيانات الرقمية التى تبثها أجهزة الأقمار الصناعية المناخية، وتعمل على تحويلها إلى مرئيات فضائية للغلاف الجوى، وعن طريق الحاسب الآلى الألكترونى ويعد التصحيح الهندسى والإحداثى لصور هذه المرئيات تحول إلى مرئيات فضائية تعبر عن حالة الغلاف الجوى حول الكرة الأرضية، ويمكن أن تتلفز بحيث يمكن للمشاهد أن يتتبع على شاشات الإستقبال التلفزيونى حدوث الهريكين والترنادو والظاهرات الجوية المختلفة وقد تمكنت الإدارة الوطنية للفضاء الجوى والطيران فى الولايات المتحدة الأمريكية N.A.S.A

(١) Blair, T.A., "Weather elements", Prentice-Hall, Hall, N.J. (1959) P.140.

(National Aeronautics Space Administration) من إطلاق القمر الصناعي نيمبوس Nimbus[1]. واتخذ هذا القمر مداراً له حول المنطقة القطبية في عام ١٩٦٤، وأمكن بواسطته تصوير الغلاف الجوي حول الكرة الأرضية مرتين يومياً. ومن ثم ظهر اليوم علم جديد من المتيورولوجيا يعرف باسم التحليل المتيورولوجي للسحب Nephanalysis وذلك بالإستعانة بالصور الجوية وصور الأقمار الصناعية للظاهرات الجوية في طبقات الجو العليا. وقد ساعدت هذه الدراسة كثيراً تتبع تكوين الكتل الهوائية والانخفاضات الجوية والأعاصير المدارية والعواصف المدمرة، وإكتشاف خبايا أعالي الغلاف الجوي.

الفصل العاشر

الرطوبة والبخر والنتح والتكاثف

يلعب بخار الماء Water Vapour «أو الرطوبة Moisture» المثل فى الغلاف الجوى دوراً هاماً فى تشكيل الخصائص المتيورولوجية واختلافها من مكان لآخر على طول القطاعات الرأسية فى الغلاف الجوى للمكان الواحد. ويعد بخار الماء فى الجو العامل الرئيسى لحدوث مظاهر عمليات التكاثف وفى إختلاف نسبة الرطوبة فى الجو Humidity وفى تكوين السحب Cloudiness والتساقط Precipitation والرؤية Visibility. كما يؤثر بخار الماء وتراكم السحب فى تنظيم الإشعاع الشمسى وحفظه فى الطبقات السفلى من الغلاف الغازى بالقرب من سطح الأرض. فيمتص بخار الماء بعض الإشعاع الشمسى الساقط عليه ثم يقوم بتوزيعه ثانية إلى الهواء بعد حدوث عمليات التكاثف. وخلال عملية التبخر يصبح بخار الماء عاملاً وسيطاً فى إنتشار الحرارة الكامنة Latent heat فى الهواء. ومن ثم يلعب بخار الماء دوره فى عمليات التبادل الحرارى Heat exchange وتبادل الرطوبة Moisture exchange بين الهواء وسطح الأرض(١).

ويعود مصدر بخار الماء فى الجو إلى التبخر الذى تتعرض له المسطحات المائية على سطح الأرض، ويفقد قسم كبير منه عن طريق عمليات التساقط. وتستمر عمليات التبخر والتساقط فى الغلاف الجوى مع إستمرار حركة الهواء الرأسية وحركته الأفقية أى التبادل الحرارى وأثره فى إتمام الدورة الهيدرولوجية Hydrological Cycle، أو ما يعرف باسم التوازن المائى فى الغلاف الجوى Water balance of the atmosphere. وعلى ذلك فإن أى قطرة من مياه المحيطات تعد غير ثابتة فى مكانها لأنها تتعرض للتحرك أفقياً مع التيارات والأمواج البحرية، وراسياً مع حركة التيارات الراسية البحرية. وتتعرض قطرات مياه المحيطات كذلك للتبخر

(١) Howard,J.Critchfield,"General Climatology",Prentice-Hall, N.J. (1966) P.37.

وقد تتحول إلى بخار ماء يصعد إلى الجو ثم تتعرض لعمليات التكاثف (فى طبقات الجو العليا عندما تنخفض درجة الحرارة إلى ما دون نقطة الندى) وتسقط من جديد على شكل قطرات من مياه الأمطار التى قد تتجمع بدورها فى مياه الأنهار أو البحيرات وتعود بطريقة أو أخرى إلى مياه البحر الذى تبخرت منه. ويحسن قبل دراسة مظاهر التكاثف أن نشير بإيجاز إلى هذه العمليات الهامة، إلا وهى الرطوبة والبخر والنتح والتكاثف وكيفية قياسها فى الدراسات المتيورولوجية.

(أولاً) الرطوبة Humidity

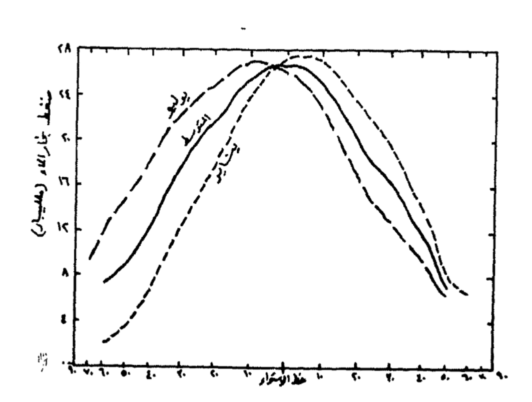
يهتم المتيورولوجيون بقياس كمية الماء الممثلة فى الهواء وحساب الضغط الناتج عنه وذلك بعدة طرق منها:

١- ضغط بخار الماء: Vapour pressure

يدل ضغط بخار الماء على الضغط الناتج عن بخار الماء فى الهواء. ويعبر عنه باستخدام نفس مقاييس الضغط الجوى أى المللليبار أو البوصات/الزئبق. فعندما يحتوى الهواء كل من بخار الماء الذى يمكن له أن يحمله (الرطوبة النسبية ١٠٠٪) عند درجة حرارة معينة، وعند مقدار ضغط معين، فيقال أن الهواء وصل إلى درجة التشبع Saturated. وأن الضغط الفعلى لبخار الماء يساوى ضغط بخار الماء فى حالة التشبع. ويقال أن الهواء وصل إلى درجة حرارة نقطة الندى Dew-point temperature.

وتختلف حالة تشبع الهواء من موقع إلى أخر بحسب إختلاف درجة حرارة الهواء ومقدار الضغط الجوى. وقد تبين بأنه كلما إرتفعت الحرارة وإنخفض الضغط يمكن للهواء أن يتحمل كمية أكبر من بخار الماء الذى يحملها نفس حجم هذا الهواء، ولكن يختلف الحال إذا كان هذا الأخير ذا درجة حرارة منخفضة ومقدار ضغطه الجوى مرتفعاً أو بمعنى آخر أن قدرة الهواء على تحمل المزيد من بخار الماء تتناسب تناسباً طردياً مع درجة حرارته وتتناسب تناسباً عكسياً مع مقدار ضغطه. ومن دراسة منحنيات

المعدلات الفصلية والسنوية لضغط بخار الماء عند دوائر العرض المختلفة فى نصفى الكرة (شكل٥٩) يتضح أن لها قمة واضحة فى المناطق الإستوائية والمدارية. كما يرتفع مقدار ضغط بخار الماء فى المناطق الصحراوية ويصل إلى نحو ٢٠ ملليبار على الرغم من إنخفاض مقدار رطوبتها النسبية.



(شكل٥٩) توزيع مقدار ضغط بخار الماء مع دوائر العرض فى نصفى الكرة الأرضية.

٢ – الرطوبة النوعية: Specific humidity

وهى عبارة عن النسبة بين حجم بخار الماء الممثل فعلاً فى الهواء إلى وحدة معينة من الهواء أى أن:

$$\text{الرطوبة النوعية} = \frac{\text{وزن بخار الماء}}{\text{وزن الهواء}} = \frac{\text{ضغط بخار الماء}}{\text{الضغط الكلى للهواء}} = \frac{\text{ب}}{\text{هـ}}$$

أى بمعنى أن كل كيلو جرام من الهواء به ١٢جرام من بخار الماء، فإن رطوبته النوعية تكون ١٢جرام لكل كيلو جرام(١).

ويستخدم بعض الكتاب ما يعرف باسم النسبة المركبة mixing ratio والتى تمثل هنا حجم بخار الماء لكل وحدة معينة من الهواء الجاف. وعلى ذلك تكون حصيلة النسبة المركبة هى مجموع حجم بخار الماء بالإضافة إلى حجم وحدة الهواء الجاف. ففى المثال السابق (الرطوبة النوعية = ١٢جرام/كجم) تكون النسبة المركبة = ١٢+١٠٠٠ = ١٠١٢جم

٣- الرطوبة المطلقة أو الكلية: **Absolute humidity**

وهى عبارة عن مقدار وزن بخار الماء الموجود بكل وحدة حجمية معينة من الهواء (أى جرام لكل متر مكعب) أو «جرين لكل قدم مكعب»(٢).

٤- الرطوبة النسبية: **Relative humidity**

وهى عبارة عن النسبة المئوية ratio بين مقدار بخار الماء الموجود فعلاً فى وحدة حجم معينة من الهواء، وبين مقدار ما يمكن أن يتحمله هذا الحجم ليصل درجة التشبع فى نفس درجة حرارته وعند نفس مقدار ضغطه. أى أنها بمعنى آخر عبارة عن النسبة المئوية بين الرطوبة المطلقة أو الكلية للهواء والرطوبة المطلقة لنفس حجم هذا الهواء عندما يصل إلى حالة التشبع دون أن تتغير درجة حرارة الهواء أو مقدار ضغطه(٣). ويلاحظ أن كثافة بخار الماء (كتلته الموجودة فى حجم معين) تتناسب مع الضغط الذى تسببه، ومن ثم يعبر عن الرطوبة النسبية بالمعادلة الآتية:

$$\text{ر ن} = \frac{\text{ض}}{\text{ض ش}} \times 100$$

حيث إن:

(١) Blair, T.A., "Weather Elements", N.J. (1960) P.44-46.

(٢) الجرين grain: هو أصغر وحدة وزن من النظام المترى ويساوى ٠,٠٦٤٨ من الجرام.

(٣) أ- محمود حامد محمد «المتيورولوجية» القاهرة (١٩٤٦) ص.٢٣١.

ب- د. عبد العزيز طريح شرف «الجغرافيا المناخية والنباتية» الإسكندرية (١٩٦١) ص. ١٤٦-١٤٨.

جـ- د. فهمى هلالى أبو العطا «الطقس والمناخ» الإسكندرية (١٩٧٠) ص١٨٨.

ر ن = الرطوبة النسبية

ض = الضغط الجزئى لبخار الماء عند درجة حرارة ما.

ض ش = ضغط بخار الماء فى حالة التشبع عند نفس درجة الحرارة السابقة.

فإذا كان هناك ١ كيلو جرام من الهواء يمكن له أن يحمل ١٢جراماً من بخار الماء عند ضغط معين ودرجة حرارة معينة ليصل درجة التشبع ولكنه يحمل فعلاً ٩جرامات من بخار الماء فقط عند نفس درجة الحرارة فإن الرطوبة النسبية لهذا الهواء = $\frac{٩}{١٢}$ × ١٠٠ = ٧٥٪

وإذا فرض أن درجة حرارة الهواء إرتفعت عن مقدارها السابق فإن الهواء يمكن له أن يحمل وزناً أكبر من بخار الماء قد يصل إلى ١٥جراماً فإن رطوبته النسبية فى هذه الحالة = $\frac{٩}{١٥}$ × ١٠٠ = ٦٠٪

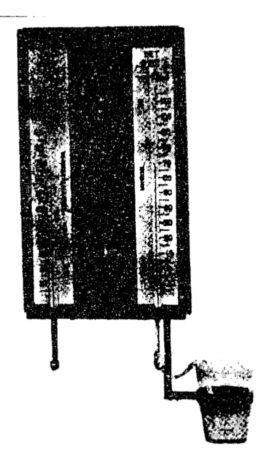
أما إذا ما حدث العكس وإنخفضت درجة حرارة الهواء فإن قدرته على تحمل بخار الماء يقل وقد يصل فرضاً إلى ٩جرامات من الكيلو جرام الواحد ومن ثم فإن رطوبته النسبية = $\frac{٩}{٩}$ × ١٠٠ = ١٠٠٪.

أى أن الهواء فى هذه الحالة قد يصل إلى درجة التشبع ولا يمكن له أن يتحمل أى زيادة فى كمية بخار الماء، وتتفق درجة التشبع Saturation مع نقطة الندى Dew point فى أن بخار الماء يتعرض عندهما لعمليات التكاثف بأشكالها المختلفة.

طرق قياس الرطوبة:

تقاس الرطوبة النسبية عن طريق الهيجرومتر Hygrometer وهو عبارة عن جهاز يتكون من ترمومترين حرارين، بحيث يترك أحدهما معرضاً للجو مباشرة (اى ترمومتر جاف dry-bulb thermometer) ويسجل درجة حرارة الهواء، فى حين يلف حول فقاعة الترمومتر الآخر قطعة من القماش أو الشاش المبلل (ومن ثم يعرف باسم الترمومتر المبلل wet-bulb thermometer) ونتيجة لتبخر الماء من القماش المبلل، فإن درجة

حرارة الترمومتر المبلل تكون أقل من درجة حرارة الترمومتر الجاف. ويزداد هذا الفرق الحرارى بين الترمومترين كلما إشتد فعل البخر، وعن طريق جداول خاصة فإنه يمكن حساب نسبة الرطوبة فى الجو بمعرفة الفرق بين قراءة الترمومترين[1]. (لوحة١٩).



(لوحة١٩) جهاز الهيجرومتر لقياس الرطوبة ويتألف من ترمومترين حراريين أحدهما ذو فقاعة جافة والآخر ذو فقاعة مبللة.

فإذا كانت قراءة الترمومتر الجاف ١٩°م والفرق بين قراءة الترمومترين كانت ٥°م فمن دراسة الجداول الخاصة بالرطوبة يكون ضغط البخار المشبع عند درجة الحرارة هو ١٦,٤، وهو عبارة عن قيمة

(١) من بين هذه الجداول العالمية تلك التى وضعها معهد سميوثونيان بالولايات المتحدة الأمريكية، ومن ثم عرفت جداول الرطوبة بهذا الإسم Smithsonian meteorological tables، ونماذج تفصيلية من هذه الجداول يمكن الإطلاع عليها فى المرجع التالى:
Blair, T.A., "Weather Elements", Prentice-Hall, N.J (19590 P.48-49.

الضغط المقابل لدرجة حرارة الهواء عند فرق صفر، وأن ضغط البخار المشبع عند نقطة الندى يكون ٩,٤ وهو عبارة عن قيمة الضغط المقابل لدرجة حرارة الهواء عند فرق قدره °م[١]

إذن الرطوبة النسبية = $\frac{٩,٤}{١٦,٤}$ × ١٠٠ = ٥٧,٣٪

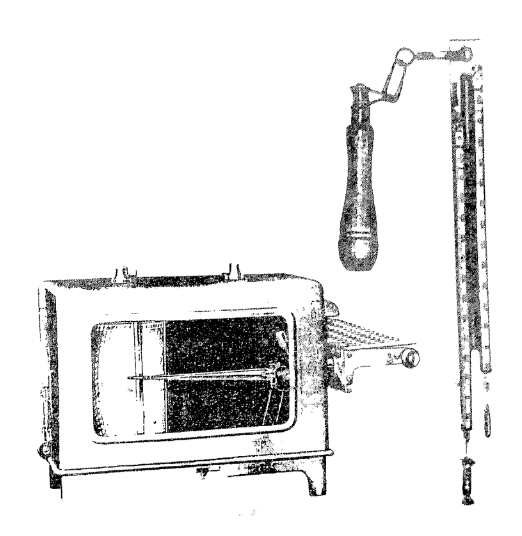
(لوحة ١٢٠أ) جهاز السكرومتر اللفاف لقياس الرطوبة

لاحظ اليد التى تستخدم فى دوران التروس العلوية بسرعة ويثبت على حوامل فى الجهاز ترمومتران أحدهما جاف والآخر مبلل.

وتؤثر سرعة الرياح فى كمية التبخر التى تحدث للفقاعة المبللة فى الترمومتر. ويمكن الحصول على القراءات الدقيقة للرطوبة إذا كانت سرعة الرياح أكثر من ١٥كم فى الساعة. وباستخدام جهاز أخر أكثر تطوراً يعرف باسم السكرومتر اللفاف Whirled Psychrometer يمكن حساب الرطوبة فى الجو. ويتركب هذا الجهاز فى أبسط صورة من حامل حديدى يثبت عند طرفه العلوى تروس نحاسية يتصل مركزها بيد مروحة

---

(١) د. محمود عبد الوهاب، د. الوهيدى فراج الوهيدى «مبادىء البصريات الطبيعية.....» جامعة الإسكندرية – كلية العلوم (١٩٧٩).



(لوحة ٢٠ ب) السيكرومتر (يمين الصورة) والهيجروجراف (يسار الصورة .

تستخدم عند دوران التروس وبه حاملان يركب على أحدهما ترمومتر جاف وعلى الآخر ترمومتر مبلل ويوضعان فى وضع رأسى (لوحة٢٠) وعند قياس الرطوبة فى الجو تدار اليد، وتلف التروس بسرعة لمدة دقيقتين فيؤثر الهواء المتحرك الناتج عن عملية اللف فى تبخر المياه من الترمومتر المبلل. ثم بمعرفة الفرق بين حرارة الترمومترين يمكن حساب الرطوبة من جداولها الخاصة.

وتستبدل فى بعض الأحيان اليد الدوارة فى السكرومتر اللفاف بمروحة كهربائية وهنا يعرف الجهاز باسم السكرومتر المروحى Aspiration psychrometer. كما يمكن للراصد أن يقوم بأخذ قراءات السكرومتر مباشرة وهو فى معمله دون أن يخرج إلى موقع الجهاز، ذلك لأن الأجهزة الحديثة منه تزود بتوصيلة كهربية يمكن أن تعطى قراءات مباشرة وهنا يعرف الجهاز باسم التليسكرومتر Télepsychrometer .

إلى جانب ذلك قد يستخدم شعر الإنسان فى صناعة أجهزة قياس الرطوبة وذلك تبعاً لشدة تأثره باختلافات نسبة الرطوبة فى الجو، وتعرف مثل هذه الأجهزة باسم الهيجروجراف الشعرى Hair Hygrograph ويتوقف عمل مثل هذه الأجهزة على خاصية إزدياد طول شعر الإنسان مع إرتفاع الرطوبة فى الجو، وتقدر هذه الزيادة بنحو ٣٪ من طول شعر الإنسان فى الهواء الجاف. ويمكن تكبير نسبة هذه الزيادة أو نسبة الإنكماش بواسطة مجموعة من البكرات. وعلى ذلك فإن جهاز الهيجروجراف الشعرى يتركب فى أبسط صورة من خصلة طويلة من شعر الإنسان بحيث يثبت طرف الشعرة ثم يمر فوق مجموعة من البكرات وتنتهى بزنبرك يجعل الشعرة مشدودة، ويثبت فى إحدى البكرات مؤشر يتحرك على قرص مدرج، ويعاير الجهاز بواسطة أحد الهجرومترات الأخرى بحيث يقرأ تدريجه قيم الرطوبة النسبية مباشرة. وعندما ترتفع الرطوبة فى الجو تتمدد خصلة الشعر والعكس صحيح. ويمكن رسم هذه التغيرات على ورق خاص مثبت حول أسطوانة تدار بواسطة ساعة بداخلها، وتقسم الورقة بنفس الطريقة التى سبقت الإشارة إليها عند الحديث عن جهازى الباروجراف والترموجراف[1]. (لوحة ٢٠ -ب).

ويمكن إيجاد قيم الرطوبة النسبية بمعرفة بعض المتغيرات المختلفة التى تؤثر فيها[2]. على سبيل المثال، إذا كانت الرطوبة النسبية فى مكان ما هى ٦٠٪ عند درجة حرارة ١٥°م، وضغط بخار الماء المشبع ١٢,٧ ملم زئبق، فما هى مقدار الرطوبة النسبية فى حالة إذا ما ارتفعت درجة حرارة الهواء ٢٠°م وإرتفع ضغط بخار الماء المشبع إلى ١٧,٤ ملم زئبق.؟

---

(١) أ. محمود حامد محمد «الظواهر الجوية فى القطر المصرى» القاهرة (١٩٢٧) ص. ٩٩.
ب. د. عبد العزيز طريح شرف «الجغرافيا المناخية والنباتية» الإسكندرية (١٩٦١). ص١٤٨.
(٢) د. محمود عبد الوهاب، د. الوهيدى فراج الوهيدى «مبادىء البصريات الطبيعية والصوتيات والحرارة» كلية العلوم – جامعة الاسكندرية (١٩٧٩) ص٤٣.

بما أن الرطوبة النسبية =

$$= \frac{\text{الضغط الجزئى لبخار الماء عند ١٥°م}}{\text{ضغط بخار الماء المشبع عند ١٥°م}}$$

إذن

$$\frac{٦٠}{١٠٠} = \frac{\text{الضغط الجزئى لبخار الماء عند ١٥°م}}{١٢,٧}$$

أى أن: الضغط الجزئى لبخار الماء عند ١٥°م

= ٠,٦ × ١٢,٧ = ٧,٦٢ ملم زئبق

ولكن:

$$\frac{\text{الضغط الجزئى لبخار الماء عند ١٥°م}}{\text{الضغط الجزئى لبخار الماء عند ٢٠°م}} = \frac{٢٧٣ + ١٥}{٢٧٣ + ٢٠}$$

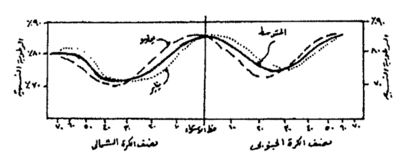
إذن الضغط الجزئى لبخار الماء عند ٢٠°م =

$$= \frac{٧,٦٢ + ٢٩٣}{٢٨٨} = ٧,٧٥ \text{ ملم زئبق}$$

إذن الرطوبة النسبية عند درجة ٢٠°م =

$$\frac{٧,٧٥ \times ١٠٠}{١٧,٤} = ٤٤,٥\%$$

ومن دراسة البيانات المتيورولوجية يتبين أن المتوسط اليومى للرطوبة النسبية العظمى average diurnal maximum relative humidity تحدث عند بداية ساعات النهار، فى حين يحدث أدناها عند بداية فترة الظهيرة. وترتفع الرطوبة النسبية فوق اليابس خلال فصل الشتاء، أما فوق المسطحات المائية فتصل الرطوبة النسبية أعلى قيمها خلال فصل الصيف. وفوق المرتفعات الجبلية العالية بالعروض المعتدلة تتكون قمم الرطوبة النسبية خلال فصل الصيف بسبب حدوث بعض التيارات



(شكل ٦٠) منحنيات الرطوبة النسبية عند دوائر العرض المختلفة فى نصفى الكرة الأرضية

الهوائية الصاعدة الرطبة عند أعالى منحدرات الجبال خلال هذا الفصل[١]. ويوضح شكل (٦٠) منحنيات الرطوبة النسبية (خلال فصل الصيف وخلال فصل الشتاء والمنحنى السنوى) لسطح الكرة الأرضية عند دوائر العرض المختلفة. ومن دراسة هذا الشكل يتبين أن الرطوبة النسبية تصل أعلى قيمها عند الدائرة الإستوائية، وفيما بين دائرتى عرض ١٠ شمالاً وجنوباً حيث تصل إلى ٨٥٪ وتقل الرطوبة النسبية فى العروض المدارية ـ مناطق الضغط المرتفع عند عروض الخيل فيما بين ٢٥-٣٥شمالاً وجنوبا) حيث تنخفض الرطوبة النسبية إلى ٧٠٪ وترتفع الرطوبة النسبية عند العروض الشمالية (فيما بين دائرتى عرض ٦٠-٧٠شمالاً وجنوباً) حيث تتراوح هنا من ٨٠ - ٨٥٪.

(١) Howard,J. Critchfield,"General Climatology", Prentice-Hall N.J.(1966) P.39-40.

وتختلف منحنيات الرطوبة النسبية عن منحنيات الرطوبة النوعية أو ضغط بخار الماء فى الهواء. فمن دراسة شكل (٥٩) الذى يوضح المنحنيات العظمى والمنحنيات الصغرى والمتوسط السنوى لضغط بخار الماء فى الهواء وتوزيعه لضغط بخار الماء تحدث عند العروض الاستوائية والمدارية فيما بين ٢٥ شمالاً وجنوباً. فهواء الصحارى الحارة الجافة يحمل معه كميات كبيرة من الهواء المنضغط على الرغم من أن الرطوبة النسبية فيه مخفضة. أما فى الأقاليم القطبية فإن إنخفاض درجة حرارة الهواء فيها عنه إنخفاض فى الرطوبة النوعية وفى ضغط بخار الماء.

«ثانياً» البخـــــر والنتـــــح

Evapotranspiration

يهتم المتيورولوجى بدراسة البخر وقياسه حيث إنه مصدر بخار الماء فى الهواء. هذا إلى جانب أثر البخر فى نسبة الرطوبة فى التربة وفى مراحل نمو النبات. ويتوقف مقدار البخر من سطح مائى إلى أخر خلال وقت محدد على ما يلى:

أ- ضغط بخار الماء على سطح المياه:

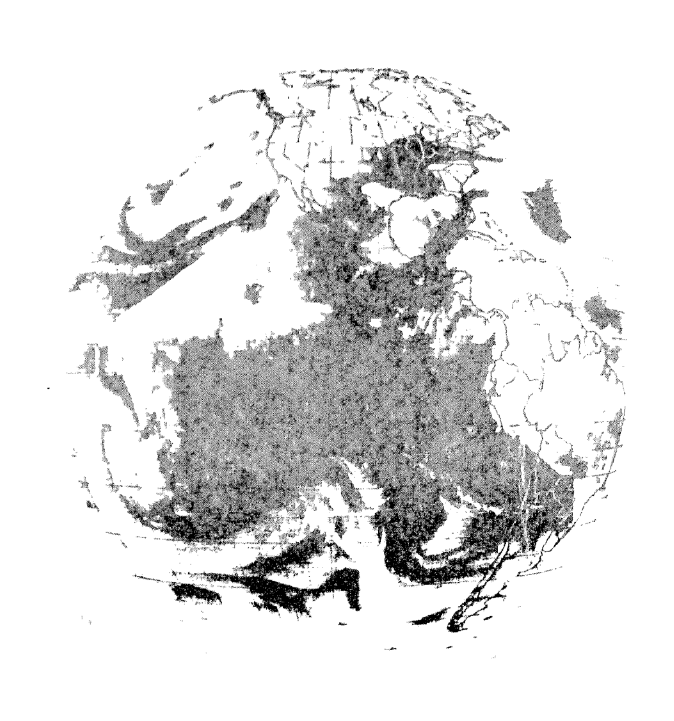
تؤثر حرارة المياه السطحية فى تنوع مقدار ضغط بخار الماء فوقها، فعند إرتفاع درجة حرارة المياه السطحية يزداد ضغط بخار الماء، ويؤدى ذلك إلى زيادة البخر(١). (لوحة ٢٠ -ج).

ب- ضغط بخار الماء فى الهواء:

حيث يختلف مقدار البخر لاختلاف ضغط بخار الماء فى حالة التشبع عند درجة حرارة المياه السطحية وبين ضغط بخار الماء الموجود فى

---

(١) وزن بخار الماء إلى وزن الهواء يعادل نسبة ٢:٣، وعلى ذلك فإن الهواء المشبع بالرطوبة يكون أخف وزناً من الهواء الجاف، وعندما يتحول الماء إلى بخار يحتاج إلى قدر معين من الحرارة تعرف باسم «الحرارة الكامنة للتبخر»، وهى عبارة عن الحرارة اللازمة لتحويل جرام واحد من الماء إلى بخار فى درجة غليان الماء ومقدار هذه الحرارة ٥٣٦ سعراً.



(لوحة ٢٠ جـ) بخار الماء كما تظهره المرئيات الفضائية (يدل اللون الأبيض الفاتح على تجمع بخار الماء).

الهواء. ويختلف العامل الأخير تبعاً لاختلاف الرطوبة النسبية فى الهواء(١).

جـ- حركة الرياح:

حيث تعمل الرياح على نقل الهواء الرطب وأن يحل محله هواء جاف، ومن ثم يزداد البخر مع زيادة سرعة الرياح.

د- نسبة الملوحة:

فقد تبين أنه فى حالة وجود أملاح أو معادن ذائبة فى المياه تقلل من فعل البخر. وعلى ذلك فإن البخر من مسطح مائى محدد من البحر يقل بنحو ٥ ٪ من تعرض نفس هذا المسطح من المياه العذبة لعمليات التبخر.

طرق قياس البخر:

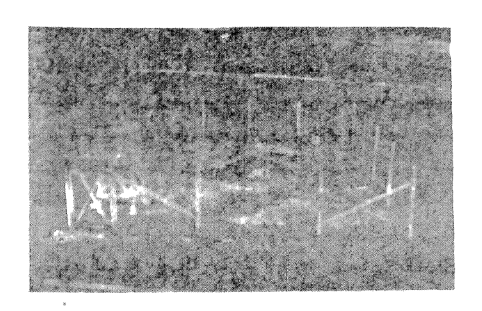
يقاس البخر باستخدام وعاء دائرى يختلف قطره من ٤ إلى ٦أقدام ويتراوح عمقه من ١٠ إلى ١٢ بوصة، ويملأ الوعاء بالماء حتى أطرافه العليا، ثم يترك فى العراء معرضاً للبخر. ويقاس مدى إنخفاض منسوب المياه فى الوعاء، وقد يجرى القياس عدة مرات فى اليوم الواحد، وقد يقرأ القياس كل ٢٤ساعة لمعرفة مقدار البخر اليومى (لوحة٢١أ). ويلاحظ أن لاختلاف حجم الوعاء ومدى إتساع سطحه، ثم مكان وضعه، كلها عوامل قد تؤثر فى سرعة البخر أو بطئه. وعلى ذلك فإن مقدار البخر من هذا الوعاء لا يمثل فى الحقيقة مقدار ما يتبخر من نفس مساحة هذا الوعاء -من أسطح البحار والبحيرات.

وقد إقترح الإستاذ ثورنثويت(٢) طريقة أخرى لقياس البخر لتجنب المشاكل التى تواجه طريقة الوعاء البسيط السابقة الذكر. واقترح ثورنثويت وضع وعائين صغيرين فى مكان محمى نسبياً بكشك الأرصاد الجوية، وبحيث يوضع أحدهما فوق أرضية هذا الكشك الخشبى، ويوضع

---

(١) Blair, T.A., "Weather Elements", N.J. (1960) P.51.

(٢) Thornthwaite, C.W. and Holzman, B.,"The determination of evaporation from land and water surfaces", Monthly Weather Review, vol.67 (1939) P.4-11.



(لوحة ١٢١أ) محطة قياس البخر ويوجد فيها من اليسار إلى اليمين:

أ- كشك الإرصاد الجوية.

ب- جهاز لقياس المطر

جـ- وعاء قياس البخر وبجواره جهاز الأنيمومتر

د- جهاز لقياس المطر مقياس ٨بوصات

الآخر على منسوب يعلو الوعاء الآخر بعدة أقدام. ويمكن فى نفس الوقت أخذ قراءات الحرارة والضغط والرطوبة النسبية وسرعة الرياح من الأدوات والأجهزة فى كشك الأرصاد الجوية. وقد تبين أن بمعرفة الفرق بين الرطوبة النوعية وسرعة الرياح لموقعى الوعائين يمكن أن تعطى مقياساً للإنسياب الرأسى لبخار الماء. أى أنه يمكن فى هذه الحالة تقدير كمية بحار الماء التى تتحرك إلى أعلى خلال وقت محدد. وحيث إن البخر المفقود من سطح الأرض يشتمل ايضاً على النتح[١] من النباتات Transpiratiopn ، فإنه يمكن استخدام هذه الطريقة لتقدير كمية البخر سواء على الأرض أو فوق سطح المياه.

(١) مقدار النتح من الشجرة المتوسطة الحجم يقدر بنحو ١٢لتراً فى اليوم.

هذا ويستخدم أيضاً فى بعض محطات الرصد الجوى جهاز بيشى Piche لقياس البخر. ويتركب هذا الجهاز من أنبوبة زجاجية مدرجة وتنكس فتحتها السفلية فوق قرص من ورق النشاف مثبت بمشبك معدنى يمنعه من السقوط. وينبغى أن يكون هذا القرص مندى بالماء دائماً. وكلما تبخر الماء من سطحه امتص غيره من الأنبوبة وتصعد فقاعات من الهواء لتحل محل الماء الناقص. وينتج عن إستمرار عمليات البخر أن يتطاير بخار الماء من ورقة النشاف المبللة ومن ثم ينخفض سطح الماء داخل الأنبوبة المدرجة موضحاً مقدار البخر خلال وقت محدد[1].

ويدخل ناتج عملية النتح من النباتات فى الحجم الإجمالى لبخار الماء المتبخر من سطح الأرض والممثل فى الجو. ومن ثم يستخدم الباحثون تعبير البخر والنتح معاً Evapotranspiration ليدل على المياه المفقودة عن طريق كل من البخر والنتح معاً، ويمكن حساب كمية الفاقد من المياه عنهما بما يلى:

ب ن = مـ (ف + خ) حيث إن.

ب ن = الفاقد عن طريق البخر والنتح معاً

مـ = المكتسب من الأمطار

ف = الفاقد عن طريق جريان المياه السطحية

خ = المياه المخزونة فى التربة

وقد حاول بعض الباحثين حساب ما يسمى «بالتبخر المحتمل» Potential Evaporation بمعرفة بعض العناصر الأخرى المرتبطة بالتبخر وخاصة متوسطات الحرارة والرطوبة النسبية ومن بين هذه المحاولات تلك التى رجحها إفانوف وتتلخص تقديراته لحساب التبخر المحتمل فى المعادلة المعروفة باسمه وهى: خ = (ح + ٢٥)٢ (١٠٠ - ر ن)

---

(١) يقرأ جهاز بيشى فى الساعة ٨صباحاً، ويحسب مقدار البخر اليومى من هذه الساعة وينتهى فى نفس هذه الساعة من اليوم التالى: راجع محمود حامد محمد «الظواهر الجوية فى القطر المصرى» -القاهرة (١٩٢٧) ص١٢٧.

حيث إن:

خ = التبخر المحتمل.

ح = المتوسط الشهرى لدرجة الحرارة (م°)

ر ن= المعدل الشهرى للرطوبة النسبية.

ويتبين أن إرتفاع درجة حرارة الهواء، وإنخفاض نسبة الرطوبة النسبية بالاضافة إلى صفاء الجو وإنعدام التساقط، كلها عوامل تؤدى إلى إرتفاع التبخر المحتمل[١].

ومن دراسة التوزيع الجغرافى لمقدار البخر فوق سطح الأرض، يتبين أن البخر يزداد فوق المسطحات المائية عنه بالنسبة لليابس كما يشتد البخر عند المناطق الإستوائية (فعل الهواء الساخن الرطب الصاعد فى مناطق الرهو الإستوائى إلى جانب النتح من الغابات الإستوائية).

وتعد أشد مناطق البخر فوق المسطحات المائية هى تلك التى تنحصر بين دائرتى عرض ١٠° - ٢٠° شمالاً وجنوباً، وهذا يرجع إلى زيادة الإشعاع الشمسى وقلة الأمطار الساقطة وحركة الرياح. ويوضح الجدول الآتى مقدار البخر الفعلى عند دوائر العرض المختلفة فى نصفى الكرة الأرضية بالبوصات[٢].

---

(١) د. مهدى الصحاف «الموارد المائية فى العراق» -الجمهورية العراقية - وزارة الإعلام -بغداد (١٩٧٦) ص٣١.

(٢) Trewartha, H.I.,"An Introduction to Climate", N.J.(1954)P.112.

دوائر العرض	البخر فى نصف الكرة الشمالى			البخر فى نصف الكرة الجنوبى		
	اليابس	المحيطات	متوسط البخر	اليابس	المحيطات	متوسط البخر
٥٠ – ٦٠°	١٤,٢	١٥,٧	١٥,٠	٧,٩	٩,١	٨,٨
٤٠ – ٥٠°	١٣,٠	٢٧,٦	٢٠,١	١٩,٧	٢٢,٨	٢٢,٨
٣٠ – ٤٠°	١٥,٠	٣٧,٨	٢٨,٠	٢٠,١	٣٥,٠	٣٣,٥
٢٠ – ٣٠°	١٩,٧	٤٥,٣	٣٥,٨	١٦,١	٤٤,١	٣٩,٠
١٠ – ٢٠°	٣١,١	٤٧,٢	٤٢,٩	٣٥,٤	٤٧,٢	٤٤,٥
صفر – ١٠°	٤٥,٣	٣٩,٤	٤٠,٦	٤٨,٠	٤٤,٩	٤٥,٧

أما أقل مناطق سطح الأرض تعرضاً للبخر فهى تلك التى تقع إلى الشمال من دائرة عرض ٥٠° شمالاً حتى القطب الشمالى وإلى الجنوب من دائرة عرض ٥° جنوباً حتى القطب الجنوبى. ويقل مقدار البخر فى نصف الكرة الجنوبى عنه بالنسبة لنصف الكرة الشمالى عند هذا العروض.

«ثالثاً» التكاثف

تتحول كميات هائلة من الغازات فى الجو من حالتها الغازية إلى الحالة السائلة ثم إلى الحالة الصلبة عن طريق التكاثف Condensation أو إلى الحالة الصلبة مباشرة (دون المرور بالحالة السائلة) عن طريق التسام Sublimation. فعندما يتعرض الهواء الرطب لأسطح باردة، قد يتعرض لدرجة من البرودة بحيث يفقد قدرته على تحمل بخار الماء، ومن ثم يتحول جزء من بخار الماء فيه إلى الحالة السائلة (مياه) فوق هذه الأسطح الباردة وقد تتكون قطرات الندى Dew. ونتيجة لهذه العملية فإن الحرارة الكامنة من الهواء Latent Heat الناتجة عن تكاثف بخار الماء فى الجو، تؤدى إلى رفع درجة حرارة الهواء وتقلل من عمليات التبريد. أما الحرارة التى يكون

الهواء عندها مشبعاً بالبخار، وليس له القدرة على تحمل أى مقدار آخر من الماء عند نفس درجة حرارته (أى نسبة رطوبته ١٠٠ ٪) فيطلق عليها درجة حرارة نقطة الندى. ولكن ليس من الضرورى أن تكون نقطة الندى هى الحد الفاصل بين الحالة الغازية، وبين حدوث التكاثف، بل لحدوث هذه العملية الأخيرة، ينبغى أن يتوفر فى الهواء ما يعرف باسم نوايات التكاثف Condensation Nuclei والتى تتمثل فى الأتربة الدقيقة الحجم وذرات الرمال الميكروسكوبية والذرات الكربونية والملحية. وهذه الأخيرة تتكون بفعل تلاطم أمواج البحر على صخور الشاطىء والجزر البحرية. هذا إلى جانب أثر الذرات الكونية الدقيقة الحجم الساقطة بعد تفتت الشهب والنيازك فى الفضاء الخارجى[١]

وبدون نوايات التكاثف فى الجو فإن عمليات التكاثف لا تحدث فى الهواء إلا إذا كانت نسبة رطوبته ٤٠ أما إذا كان متوسط قطر ذرة الأتربة أو نوايات التكاثف ١٠ ميكرون (١ سم) فإن بخار الماء يتكاثف عندما تصل الرطوبة النسبية إلى ١٠٠٪، وإذا كان متوسط قطر نوايات التكاثف يتراوح من ١ميكرون إلى ١ميكرون فهذه تساعد التكاثف على الحدوث بسرعة حتى وإن كانت الرطوبة النسبية ٧٥٪ فقط[٢]

ولكى تستمر عمليات التكاثف والتسام Sublimation فى الحدوث، فإن ذلك يتطلب المزيد من بخار الماء فى الجو وحدوث التشبع الزائد Supersaturation لضمان إستمرار تكوين قطرات الماء، وتحدث عملية التكاثف بفعل إنضغاط الهواء Compressing وتبريده Cooling، ويمكن أن نلخص أهم العوامل التى تؤدى إلى تبريد الهواء وحدوث التكاثف فى النقاط التالية[٣]:

---

(١) Fletcher, N.H.,"Freezing Nuclei. Meteors and Rainfall" Science. 134 (1961),361-367.

(٢) Riehl, H.,"An Introduction to the atmosphere" Mc-Graw-Hill. N.J. (1972) P.100-101.

(٣) Howard, J., Critchfield,"General Climatology" Prentice-Hall, N.J (1966)P.45.

(I) عوامل ذاتية: Adibatic Processes

ويقصد بذلك عوامل تؤدى إلى إنخفاض درجة حرارة الهواء ذاتياً أى دون إضافة حرارة إليه أو فقدانها منه وأهم هذه العوامل :

١- إنخفاض الضغط الجوى عند سطح الأرض، وإرتفاع الهواء إلى أعلى وتعرضه للبرودة، مما يؤدى إلى حدوث التكاثف وتكوين الضباب.

٢- صعود الهواء إلى أعلى بفعل كل من:

أ - التيارات الهوائية الصاعدة Convection.

ب- تجمع الهواء أو الكتل الهوائية على طول أسطح الجبهات Frontal Convergence.

جـ- إرتفاع الهواء فوق جوانب المنحدرات الجبلية Orographic Lifting.

(II) عوامل غير ذاتية: Non-adiabatic

وتتلخص أهم هذه العوامل فيما يلى:

أ - فقدان الحرارة عن طريق الإشعاع الأرضى، والإشعاع المباشر عن طريق الهواء الرطب مما قد يؤدى إلى تكوين السحب والضباب

ب - إتصال أو تلامس الهواء بالأسطح الباردة وفقدانه لجزء من حرارته (عامل التوصيل الحرارى Conduction) وينتج عن ذلك عادة تكوين الندى Dew، والصقيع Frost والضباب Fog. ويطلق على التحرك الأفقى على طول الأسطح الباردة تعبير التأفق الهوائى Advection.

جـ- إمتزاج الهواء مع هواء آخر أبرد منه، وينتج عن ذلك إنخفاض درجة حرارة الهواء وحدوث التكاثف.

ومن بين كل هذه العوامل المختلفة التى تسبب حدوث تبريد الهواء، فإن لعامل صعود الهواء إلى أعلى، وتعرضه للبرودة فى طبقات الجو العليا، يعد أهم هذه العوامل جميعاً لحدوث التكاثف على نطاقه الواسع.

فعند صعود الهواء إلى أعلى يخف وزنه ويقل مقدار ضغطه ويتعرض للتمدد وللبرودة فى الطبقات العليا من الهواء. بخلاف الحال إذا ما تعرض الهواء للهبوط من أعلى إلى أسفل فترتفع درجة حرارته نسبياً تبعاً لانضغاطه.

وقد تبين أن الهواء غير المشبع ببخار الماء يبرد بمعدل ١٠°م لكل ١٠٠متر أو ٥,٥°ف لكل ١٠٠٠قدم. ويستمر الهواء فى إرتفاعه إلى أعلى، ويتعرض للبرودة التدريجية حتى تبدأ عملية التكاثف عندما تصل درجة حرارة الهواء إلى نقطة التجمد أو نقطة الندى. ويلاحظ أن الحرارة الكامنة المرتبطة بحدوث تكاثف بخار الماء Latent heat of condensation تنطلق فى الهواء وتؤدى إلى إرتفاع درجة حرارته نسبياً ومن ثم تقلل من درجة تبريده. ويطلق تعبير «معدل التبريد الذاتى الرطب» Wet or pseudoadiabatic rate of cooling على تبريد الهواء بعد رفع درجة حرارته بفعل الحرارة الكامنة، وذلك تمييزاً له عن معدل تبريده قبل إنطلاق الحرارة الكامنة فى بخار الماء «أى التبريد الذاتى الجاف» Dry or adiabatic rate of cooling. ففى حالة إنطلاق الحرارة الكامنة فى الهواء بعد حدوث التكاثف يقل معدل درجة التبريد ويقدر إنخفاض درجة حرارة الهواء فى هذه الحالة بمعدل ٦°م لكل ١٠٠٠متر أو ٣.٢°ف لكل ١٠٠٠قدم.

الفصل الحادى عشر

بعض مظاهر التكاثف فى الغلاف الجوى

يقصد بالتكاثف تحول بخار الماء الموجود فى الجو من حالته الغازية إلى جسم سائل أو صلب بحيث يمكن رؤيته بالعين المجردة وذلك مثل الندى والضباب والسحاب والمطر. ولا يتوقف حدوث عملية التكاثف على إنخفاض درجة حرارة الهواء إلى نقطة التجمد فقط ولكن أيضاً على مدى توافر نوايات التكاثف التى سبقت الإشارة إلى أهميتها من قبل. ويمكن القول بأنه إذا إنخفضت درجة حرارة الهواء إلى نقطة التجمد أو إلى نقطة الندى. وبالقرب من سطح الأرض فقد يتعرض بخار الماء الممثل من الهواء لعمليات التكاثف التى تتخذ عدة صور مختلفة منها الندى Dew والصقيع Frost والضباب Fogs بأنواعه المختلفة أما إذا إنخفضت درجة حرارة الهواء عند المستويات المرتفعة جداً من سطح الأرض (أكثر من ١٠٠٠٠ قدم) إلى أقل من نقطة الندى، فقد يتعرض بخار الماء الممثل فى الهواء لعمليات التكاثف التدريجية والفجائية وتتخذ مظاهر التكاثف عدة صور مختلفة منها البرد Hail والثلج Snow والسحب Clouds والمطر Rainfall ويستخدم المتيورولوجيون تعبير «التساقط» Precipitation ليدل على كل ما يسقط من أمطار وثلج وبرد بفعل تكاثف بخار الماء فى الجو(١)

(١) a--Byers, H.R.,"General Meteorology", Mc Graw-Hill, N.Y. (1959) 156-191.
b-- Lockwood, J.,"World Climatology", Norwich (1974).

(أولاً) بعض مظاهر التكاثف
فى الهواء القريب من سطح الأرض
(الندى والصقيع والضباب)

(أ) النـدى: Dew

يشاهد الندى فى الصباح الباكر على شكل قطرات مائية متجمعة على أسوار الحدائق وفوق أسطح الأجسام المعدنية المعرضة للجو وعلى شكل قطرات من الماء فوق أوراق النباتات خاصة أثناء الليالى التى تخلو فيها السماء من السحب Cloudess Skies، والتى تهدأ فيها حركة الرياح. ويعزى إنخفاض درجة حرارة تلك الأجسام إلى إنخفاض درجة حرارة الهواء الملامس لها بفعل الإشعاع أثناء الليل إلى نقطة الندى (الصفر المئوى أو ٣٢°ف). وقد لا يكون للندى أى أهمية فى معظم المناطق الرطبة فى العالم أما بالنسبة للمناطق الحارة الجافة، فيساهم الندى فى سرعة نمو النباتات والأعشاب فى تلك المناطق. وقد يساهم نسيم البحر كذلك فى نقل قطرات مياه الندى لمسافات بعيدة داخل الأرض فى المناطق الحارة الجافة.

ويقاس الندى بنفس طرق قياس المطر. ويقدر متوسط سمك الندى الذى يتكون على سطح الأرض بنحو ٣٥ مللميتراً فى العام[١]. أما نقطة الندى Dew point فيقصد بها إنخفاض درجة حرارة الهواء إلى الصفر المئوى أو ٣٢°ف والتى يبدأ عندها بخار الماء فى التكاثف وتصل عندها الرطوبة النسبية إلى ١٠٠٪ وفى هذه الحالة يكون الضغط الجزئى لبخار الماء يتساوى مع الضغط الناتج عن بخار الماء المشبع، وتساوى الرطوبة النسبية فى هذه الحالة[٢]:

---

(١) محمود حامد محمد «المتيورولوجية» القاهرة (١٩٤٦) ص.٢٢٧.

(٢) د. محمود عبد الوهاب، د. الوهيدى فراج الوهيدى «مبادىء البصريات الطبيعية والصوتيات والحرارة» كلية العلوم – جامعة الإسكندرية (١٩٧٩) ص.٣٩.

$$= \frac{\text{ضغط بخار الماء المشبع عند نقطة الندى}}{\text{ضغط بخار الماء المشبع عند درجة حرارة الجو}} \times ١٠٠$$

(ب) الصقيع: Frost

الصقيع يشبه الندى من حيث أوقات ومواقع تكونه إلا أنه يختلف عنه فى التكوين حيث يتألف من بلورات صغيرة من الثلج، ويعزى ذلك إلى إنخفاض درجة حرارة الهواء الملامس لسطح الأرض فى هذه الحالة إلى أقل من الصفر المئوى، وغالباً ما يكون هذا الإنخفاض، إنخفاضاً فجائياً بحيث تتجمد بسببه الغازات الجوية الملامسة لسطح الأجسام المعدنية والقريبة من سطح الأرض تجمداً مباشراً وهو ما يسمى بعملية التسام Sublimation

وعند حساب المتيورولوجى لعدد أيام حدوث الصقيع فليس من الضرورى أن يشاهد البلورات الثلجية نفسها، بل يعتبر اليوم يوماً من أيام الصقيع إذا ما إنخفضت درجة حرارة الهواء الملامس لسطح الأرض أثناء الصباح الباكر منه إلى أقل من درجة الندى (أقل من الصفر المئوى). وإذا كان حدوث الندى يفيد نمو النباتات وخاصة تلك فى الصحارى الحارة الجافة فإن حدوث الصقيع يؤدى إلى إتلاف النباتات خاصة عند بداية نموها. وقد ينجم عنه حدوث أضرار بالغة بمزارع الأشجار المثمرة والحدائق، ويضطر الزراع إلى إشعال مواقد خاصة تُصف بين الأشجار المنزرعة لتدفئها ليلاً، ولتجنب أخطار حدوث الصقيع. وبخلاف الندى الذى يزول أثره إذا كانت الرياح شديدة، فإن الصقيع تقل أخطاره إذا كان الهواء ساكناً، وتزداد أضراره إذا كانت سرعة الرياح شديدة.

(جـ) الضباب: Fog

يعد الضباب هو الآخر مظهراً من مظاهر تكاثف بخار الماء فى الهواء القريب من سطح الأرض. والضباب ما هو إلا ذرات مائية خفيفة الوزن

تتطاير فى الهواء ويزداد ثقلها مع إقترابها من سطح الأرض. ولا تختلف مكونات الضباب عن مكونات السحب المنخفضة الطبقية Low Stratus إلا انه يقع قريباً من سطح الأرض. وتقل فيه الرؤية عن ١كم أو أقل، أما إذا كانت الرؤية أكثر من ١كم فيعرف بخار الماء المتكون فى الهواء فى هذه الحالة باسم «الشابورة Mist»، وفى هذه الحالة الاخيرة سرعان ما تنقشع عند سطوع الشمس فى الصباح الباكر(١). وعلى ذلك فإن قياس الضباب يجرى عن طريق قياس مدى الرؤية السائدة فى المنطقة Prevailing Visibility. ولتقدير مدى الرؤية فى الممرات الرئيسية بالمطارات الجوية يستخدم جهاز يعرف باسم ترانسيميسومتر Transmissometer لقياس سرعة انتقال الضوء Transmission of light على طول ممر ثابت. وقد تتأثر الرؤية فى هذه الحالة بكل ما يتعلق فى الهواء من أتربة ودخان وبخار ماء.

ونظراً لخطورة حدوث الضباب على سلامة حركة الطيران والنقل البرى، فقد وضع العلماء مقياساً دولياً للضباب (يقيس من صفر الى ٩) ويعتمد هذا المقياس على المشاهدة بالعين المجردة تبعاً لأقصى مسافة يمكن للعين رؤية معالم الاشياء عندها فى وضوح(٢) ويتلخص مقياس الضباب فى الجدول الآتى

(١) a-- Trewartha, G T.."An Introduction to Climate". N.Y (1954) P 120-125.
b-- Howard, J. Critchfield."General Climatology" Prentice Hall, N.J. (1966) P.56-59.

(٢) محمود حامد محمد «المتيورولوجية» القاهرة (١٩٤٦) ص٢٣٦.

نوع الضباب	رقمه الدولى	اقصى سرعة تُرى فيها الأشياء بوضوح
ضباب عاتم	٠	٥٠ متراً
ضباب كثيف	١	٢٠٠ متراً
مشاهدة رديئة جداً	٢	٥٠٠ متراً
مشاهدة رديئة	٣	١ كيلو متر
شابورة (عجاج)	٤	٢ كيلو متر
مشاهدة ضعيفة	٥	٤ كيلو مترات
مشاهدة معتدلة	٦	١٠ كيلو مترات
مشاهدة واضحة	٧	٢٠ كيلو متراً
مشاهدة جلية جداً	٨	٥٠ كيلو متراً
صفاء نادر	٩	اكثر من ٥٠ كيلو متراً

وأثناء حدوث الضباب الكثيف Thick Fog قد ينتج عنه تجمع قطرات من الماء فوق أسطح الأجسام الصلبة المعدنية مثل الندى إلا أن قطرات الضباب فى هذه الحالة تكون كبيرة الحجم نسبياً Fog drip. وعند تعرض الضباب لأشعة الشمس القوية يتطاير فى الجو ويتحول إلى بخار خفيف الوزن يصعد إلى أعالى الجو.

ولا يتطلب حدوث الضباب ضرورة إستمرار عمليات صعود الهواء إلى أعلى Ascent and rising air بل يحتاج إلى عوامل تؤدى إلى التبريد Cooling processes وإنخفاض درجة حرارة الهواء القريب من سطح الأرض إلى أقل من نقطة الندى. على ذلك فإن أهم العوامل التى تساعد على حدوث الضباب تتمثل فى ضرورة إرتفاع الرطوبة النسبية فى الهواء القريب من سطح الأرض، وفى وفرة نوايات التكاثف، وقلة السحب، وصفاء الجو حتى لا يتبدد الإشعاع الأرضى أثناء الليل، وفى إستقرار الهواء وهدوء الرياح.

وقد قسم الأستاذ ويليت Willett[1] الضباب إلى مجموعتين رئيسيتين على أساس إختلاف العوامل التى تؤدى إلى إنخفاض درجة حرارة الهواء القريب من سطح الأرض الى ما دون نقطة الندى. ورجح الاستاذ تريوارتا هذا التقسيم وادخل عليه بعض التعديلات البسيطة(٢). ووفقاً لهذا التقسيم فإن الضباب ينقسم إلى مجموعتين رئيسيتين هما:

١ - ضباب الكتل الهوائية: Air mass Fogs

ويشمل:

أ- ضباب الإشعاع Radiation types.

ب- ضباب الأسطح الباردة والتأفق الهوائى Advection-radiation types.

٢- ضباب الجبهات: Frontal Fogs

أما الأستاذ هوارد كريتشفيلد(٣) Critchfield, 1966 فقد إقترح تقسيماً جامعاً لأنواع الضباب المختلفة، وإعتمد هذا التقسيم على أساس العوامل التى تؤثر فى عمليات تشبع الهواء ببخار الماء وفى سرعة التبخر والعوامل التى تؤثر فى برودة الهواء القريب من سطح الأرض، وتتلخص أنواع الضباب بحسب تقسيم هذا الباحث فى مجموعتين رئيسيتين هما:

أولاً: الضباب الناتج بفعل التبخر: Fogs resulting from Evaporation

ويشمل.

١- ضباب البخار Steam fog

٢- ضباب الجبهات Frontal Fog.

---

(١) Willett, W.C., "Fog and Haze...", Monthly Weather Rev. Vol. 56 (1928), 435-467.

(٢) Trewartha, G.T.. "An Introduction to Climate". Mc Graw-Hill, N.Y. (1954) P.120.

(٣) Howard, J. Critchfield, "General Climatology", Prentice-Hall N.J. (1966) P.57.

ثانياً: الضباب الناتج بفعل تبريد الهواء: **Fogs resulting from Cooling**

ويشمل:

١- ضباب الإشعاع أو الضباب الأرضى Radiation or ground Fog

٢- ضباب التأفق الهوائى فوق الأسطح الباردة. Advection Fog

٣- ضباب المنحدرات الجبلية العليا. Upslope Fog

٤- ضباب مختلط النشأة. Mixing Fog

٥- ضباب الضغط الجوى. Barometric Fog

وحيث إن هذا التقسيم يعد تقسيماً جامعاً لمعظم انواع الضباب ونظراً لبساطته، سنتبعه فى دراستنا للضباب وانواعه.

(أولاً) الضباب الناتج بفعل التبخر

١ ضباب البخار Steam Fog

يحدث هذا النوع من الضباب عندما يتعرض هواء بارد نسبياً لفعل التبخر، حيث يتشبع الهواء ببخار الماء وترتفع الرطوبة النسبية ويتعرض بخار الماء للتكاثف ويتكون الضباب وقد يحدث ضباب البخار أحياناً فى المناطق المدارية الرطبة فبعد سقوط الأمطار اثناء عواصف الرعد والبرق فى العروض المدارية. يبرد الهواء الملامس لسطح الأرض فى نفس الوقت الذى يستمر فيه تبخر الماء عن طريق التربة والمسطحات المائية والنتح من النباتات ومن ثم يصعد بخار الماء إلى أعلى ويتجمد عند الهواء البارد والذى يساعده على التكاثف وتكوين ضباب البخار. ويعد هذا النوع من الضباب اكثر شيوعاً فوق المسطحات المائية المعتدلة والعليا ويعرف هنا باسم الدخان القطبى Arctic Smoke وعند حدوثه فوق أسطح مياه المحيطات فيعرف باسم دخان البحر Sea Smoke. ويتكون ضباب بخار الماء فى العروض العليا عندما يتأثر الهواء البارد المتجمع فوق المسطحات الجليدية والأراضى شبه المتجمدة Frozen grounds, tjaels بهواء دافىء

نسبياً آتياً من مناطق أخرى متجاورة، وينتج عن ذلك إنخفاض درجة حرارة الهواء الدافىء إلى ما تحت نقطة الندى وحدوث التكاثف على شكل ضباب قريب من سطح الأرض.

أما ضباب أو دخان البحر Sea Smoke، فإن من أهم العوامل التى تؤدى إلى تكوينه مرور هواء أو كتلة هوائية باردة فوق مياه البحر التى يلامسها هواء دافىء نسبياً. ويتكون مثل هذا النوع من الضباب فى شرق القارات بالعروض المدارية خلال فصل الشتاء، كما هو الحال على طول أجزاء من سواحل جنوب شرق الولايات المتحدة الأمريكية وجنوب شرق الصين الشعبية. فخلال فصل الشتاء يخرج الهواء البارد من القارات متجهاً إلى البحر المجاور، ويمر فوق التيارات البحرية الدافئة (تيار الخليج الدافىء وتيار كورسيفو الدافىء) والذى يتجمع فوقها هواء دافىء نسبياً. وينتج عن ذلك إنخفاض درجة حرارة الهواء الدافىء الملامس لأسطح التيارات البحرية التى ما تحت نقطة الندى وحدوث التكاثف على شكل ضباب أو دخان كثيف[1].

٢- ضباب الجبهات: **Frontal Fog**

يرتبط هذا النوع من الضباب مع مناطق تكوين الجبهات عند تقابل كتل هوائية غير متجانسة الخصائص الطبيعية، ومن ثم قد يحدث هذا الضباب فى المناطق المدارية وكذلك فى المناطق المعتدلة الباردة. وأهم ما يؤدى إلى تكوين هذا النوع من الضباب ما يلى:

أ- الصعود الجبرى للهواء Forced ascent فوق مناطق تجمع الهواء Convergence.

ب- تشبع طبقة هوائية باردة بفعل الأمطار الساقطة من طبقة هوائية أخرى تقع فوقها وأدفأ منها.

ولا توجد إختلافات جوهرية بين كل من ضباب الجبهات الباردة

---

(١) محمود حامد محمد «المتيورولوجية» القاهرة (١٩٤٦) ص.٢٣٤.

وضباب الجبهات الدفيئة، ذلك لأن العامل الرئيسى فى تكوين هذا النوع من الضباب هوتبريد الهواء وإنخفاض درجة حرارته نتيجة لتقابل تيارات هوائية مختلفة الخصائص الطبيعية، إلا ان ضباب الجبهات الدفيئة يعد أكثر شيوعاً من النوع الآخر.

(ثانيا) الضباب الناتج بفعل تبريد الهواء

١- الضباب الأرضى أو ضباب الإشعاع: Radiation or Ground Fog

يعد هذا النوع من الضباب أكثر أنواعه شيوعاً فوق سطح الأرض، وينتج بصورة مباشرة تبعاً لفقدان سطح الأرض حرارته بالإشعاع ومن ثم يبرد الهواء الذى يعلو سطح الأرض بفعل التوصيل الحرارى Conduction ويزداد تكوين ضباب الإشعاع فى حالتين هما[١]:

أ - عندما يقع الهواء تحت غطاء من السحب، ويحبذ سقوط قطرات من المطر فوقه. وذلك قبل حدوث ضباب الإشعاع بيوم واحد.

ب عندما يتعرض الهواء الملامس لأسطح البحيرات للبرودة الشديدة ثم يتجمع فى منخفضات الأحواض النهرية تبعاً لثقله

وقد يحدث ضباب الإشعاع أثناء الليل بمساعدة عدة عوامل منها:

أ حدوث إنقلاب حرارى عند سطح الأرض inversion temperature

ب- عندما تكون حركة الهواء طفيفة Slight وينبغى الا يكون الهواء ساكناً تماماً.

جـ- خلو السماء من السحب، حيث تعمل السحب على إمتصاص كمية كبيرة من الإشعاع الأرضى وتعكسها مرة أخرى إلى سطح الأرض (الذى يمتص هو الآخر معظمها) ويقلل ذلك من فقدان الأرض لحرارتها.

---

(١) Trewartha, G.T.,"An Introduction to Climate", N.Y. (1954) P.120.

وتساعد الجاذبية الأرضية Gravitation تكوين ضباب الإشعاع، ومن ثم يتركز هذا النوع من الضباب -كما سبقت الإشارة من قبل- فى الأحواض والأودية النهرية حيث يتجمع هنا الهواء البارد الأثقل وزناً. هذا ويلاحظ أن ضباب الإشعاع يتميز بحدوثه خلال وقت قصير حيث يمتد من نهاية الليل حتى بداية ظهور قرص الشمس.

وينتمى ضباب المدن Town Fog إلى نوع ضباب الإشعاع، فعندما يفقد سطح الأرض (حول المدن الكبيرة الحجم) جزءاً من حرارته بفعل الإشعاع، ويبرد الهواء الملامس لسطح الأرض أثناء الليل والصباح الباكر يتكاثف الهواء البارد حول نوايات التكاثف التى تتمثل فى الشوائب والغبار والرماد ودخان المصانع المنتشرة فى هواء هذه المدن ومن أمثلة ذلك ضباب مدينة لندن London Fog الذى يتميز بزيادة كثافته وثقله وبلونه الباهت. وضباب المدن الصناعية الأخرى مثل شيفيلد وبرمنجهام فى إنجلترا، وترتفع نسبة ثانى اكسيد الكربون واكسيد الكبريت بهذا الهواء الملوث وكذلك ضباب المدن الصناعية الكبرى فى الولايات المتحدة الأمريكية مثل بيتزبرج وديترويت وكليفلاند

ويتميز ضباب المدن الصناعيه بتلوثه الشديد بالأتربة والرماد وترتفع فيه نسبة أول اكسيد الكربون وثانى اكسيد الكبريت وكذلك حامض الكبريتيك الذى إذا ما ارتفعت نسبته فى الضباب يؤدى إلى هلاك أعداد كبيرة من البشر كما حدث فى ضباب لندن الدخانى الملوث London Smog فى عام ١٩٥٢ والذى ر ح ضحيته اكثر من ٤ نسمة كما ترتفع نسبة بخار الماء فى هذا النوع من الضباب وقد تصل الرطوبة النسبية فيه إلى ٩٠٪ ويحمل هواء الضباب هنا قطرات كبيرة الحجم من الماء تسقط على الأرض على شكل قطرات متفرقة من المطر ويختلف لون هذا الضباب بحسب نوع المواد الشائبة والعالقة فى الهواء، ويمكن القول إن هواء المدن الصناعية شديد التلوث بما تفقده مداخن المصانع من غازات مختلفة فى الهواء. ويطلق على هذا الضباب الملوث Dirty Fogs إسم

الضباب الدخانى الأسود Smog.

ويتألف التركيب العام لهذا النوع من الضباب فوق المدن الصناعية مما يلى[1]:

المـــواد	الوزن (طن / كم٢)
هواء جاف	٥٠
مياه	٤٥
بخار ماء	١٧
دخان وأتربة	١
ثانى أكسيد الكربون	٠٠١
غازات وأحماض متنوعة	١

وينتمى ضباب الإنقلاب العالى High inversion Fog إلى هذا النوع من الضباب، حيث تتميز الطبقة الهوائية التى يحدث فيها الضباب بوقوعها عند ارتفاعات تتراوح من ٤ إلى ٢قدم من سطح الأرض وكثيراً ما تتميز بزيادة سمكها وتتكون أثناء النهار سحب طبقية منخفضة Low Stratus Clouds أو بمعنى آخر ضباب مرتفع High Fog، أما أثناء الليل فتهبط هذه السحب الطبقية المنخفضة وينضغط الهواء، ويتكون الضباب الكثيف الذى يلامس منحدرات المناطق الجبلية، ويعزى تكوين هذا النوع من الضباب إلى تجمع الحرارة المفقودة الصافية بفعل الإشعاع Cumulative net loss heat by radiation

٢- ضباب التأفق الهوائى فوق الأسطح الباردة: Advection Fog

يتكون هذا النوع من الضباب بسبب الإنتقال الأفقى للهواء الدافىء

(١) Sverre, Petterssen. "Introduction to meteorology" Mc Graw-Hill. (1969) P.137

الرطب إلى أسطح باردة وخاصة فوق المسطحات المائية الباردة (سواء فوق البحار أو المحيطات أو البحيرات الكبرى). ويعزى السبب الرئيسى فى تكوين ضباب الأسطح الباردة إلى فقدان هذه الأسطح لحرارتها بفعل الإشعاع وإلى الإختلاف الأفقى فى درجات حرارة الهواء المتجاور. وعلى ذلك فإن هذا النوع من الضباب يكون تكوينه واضحاً فوق أسطح اليابسة خلال فصل الشتاء، وفوق المسطحات المائية خلال فصل الصيف. ويتكرر حدوث هذا الضباب فوق منطقة البحيرات الكبرى الأمريكية، وقد يغطى الضباب هنا منطقة واسعة من سطح الأرض يصل نصف قطرها إلى نحو ٢٠٠ميل خلال فصل الشتاء وإلى نحو ١٥٠ ميل خلال فصل الصيف. ويضع الأستاذ تريوارثا ضباب البحر، الذى سبق الحديث عنه من قبل ضمن نوع ضباب التأفق الهوائى(١).

وفى العروض الوسطى (فى نصف الكرة الشمالى) عندما ينساب هواء مدارى حار رطب نحو الشمال، ويمر بأسطح باردة نسبياً سواء أكانت فوق اليابسة أو فوق المسطحات المائية، وقد يتعرض هذا الهواء للبرودة وللتكاثف وقد يظهر على شكل ضباب يغطى مساحات واسعة جداً من سطح الأرض تبعاً للحجم الهائل للهواء المدارى الحار الرطب الذى يتحرك نحو الشمال. ويحدث مثل هذا النوع من الضباب بكثرة فوق القسم الأوسط من البرارى الأمريكية خلال فصل الشتاء.

٣- ضباب المنحدرات الجبلية العليا Upslope Fog

يتكون هذا النوع من الضباب نتيجة لصعود الهواء الرطب أعالى المنحدرات الجبلية (أى الصعود التضاريسى Orographic ascension) التى تواجه تقدمه، ويضطر الهواء صعود القمم الجبلية ويتعرض هنا للتبريد الذاتى Adiabatic Cooling، ويتكاثف بخار الماء على شكل ضباب يغطى القمم الجبلية والمنحدرات العليا للمرتفعات. وإذا كان صعود الهواء يحدث بسرعة أو تعرض لاضطرابات جوية، فقد تتكون السحب الطبقية

(١) Trewartha, G.T "An Introduction to Climate". N.Y (1954) P.122

المنخفضة Low Stratus Clouds. وينتشر ضباب المنحدرات الجبلية العليا فوق منحدرات مرتفعات الروكى، حيث تختفى معالم هذه المنحدرات داخل الضباب الجبلى الكثيف. كما يحدث هذا النوع من الضباب بكثرة فى ولاية وايومنج وعلى سفوح مرتفعات شايان، بالولايات المتحدة الأمريكية، ومن ثم يعرف محلياً هنا باسم (ضباب شايان) Cheyenne Fog.

٤- الضباب المختلط النشأة: Mixing Fog

يتكون هذا النوع من الضباب بفعل عدة عوامل مختلفة، تساعد كلها مجتمعة على حدوثه. على سبيل المثال عندما يمتزج هواء دافىء رطب بآخر بارد رطب (بسبب أية عوامل) فقد ينتج عن إلتقائهما إنخفاض درجة حرارة الهواء إلى ما دون نقطة الندى، وحدوث التكاثف وتكوين الضباب، وقد يساهم هنا تأثير حرارة الهواء الملامس لسطح الأرض كعامل ثالث إضافى فى تكوين هذا النوع من الضباب المختلط النشأة

٥- ضباب الضغط الجوى. Barometric Fog

يعد هذا النوع من الضباب نادر الحدوث، ويعزى تكوينه إلى التوزيع الجغرافى العام للضغط الجوى فوق منطقة تتعرض طبقات الهواء الرطب الملامس لسطح الأرض عندها إلى إنخفاض فى مقدار الضغط الجوى لأى سبب ما وينتج عن ذلك حدوث تبريد ذاتى للهواء ربما يؤدى بدوره إلى حدوث التكاثف وتكوين الضباب ويحدث هذا النوع من الضباب فى الأحواض والأودية النهرية التى يتجمع فيها هواء شبه ثابت غير متجدد[١].

وعند دراسة التوزيع الجغرافى لأيام حدوث الضباب فوق سطح الأرض يتبين أن الضباب يزداد حدوثه فوق المحيطات الكبرى والمسطحات المائية الساحلية أكثر من حدوثه فوق اليابسة. وتتمثل أهم المناطق تأثراً بحدوث الضباب بأنواعه المختلفة فى الساحل الأوسط لشيلى وفى القسم الأوسط من الساحل الغربى للولايات المتحدة الأمريكية، وعلى طول

(١) Howard, J. Critchfield, "General Climatology". N.J. (1966) P.59.

بالساحل الشمالى الشرقى لأمريكا الشمالية حيث يتراوح عدد الأيام التى يحدث فيها الضباب من ٦٠ إلى ٨٠ يوماً فى السنة. ويلى ذلك سواحل شمال غرب أوربا وسواحل مدغشقر وساحل جنوب غرب إفريقيا وساحل شمال شرق آسيا حيث يتراوح عدد الأيام التى يحدث فيها الضباب من ٤٠ إلى ٦٠ يوماً فى السنة [١]. وأقل مناطق سطح الأرض تأثراً بحدوث الضباب هى تلك التى تتمثل فى القسم الداخلى من قارة اسيا، وقارة أفريقيا وغرب أستراليا حيث يتراوح عدد الأيام التى يحدث فيها الضباب هنا من ٥ إلى ٢٠ يوماً فى السنة (شكل٦١).

(ثانيا) بعض مظاهر التكاثف
فى الهواء المرتفع عن سطح الأرض
(البرد والثلج والسحب والأمطار)

عندما يزداد بخار الماء فى الهواء المرتفع عن سطح الأرض ويصل إلى درجة التشبع (أى الرطوبة النسبية ١٠٠ ٪) يتعرض هذا الهواء المرتفع لعمليات التكاثف Condensation، وقد يتجمد بخار الماء مباشرة إلى ثلج دون إنتقاله إلى الحالة السائلة بفعل التسام Sublimation وينتج عن ذلك تكوين عدة ظاهرات جوية منها البرد Hails والثلج Snow والسحب Clouds والأمطار Raintalls. ويلاحظ أن كلاً من البرد والثلج والأمطار يمكن أن تسقط على سطح الأرض ويطلق على سقوطها مجتمعة تعبير «التساقط Precipitation». وإذا كانت السحب لا تسقط على سطح الأرض إلا أن الرطوبة الممثلة فيها تعد من أهم مصادر التساقط بأنواعه المختلفة [٢].

---

(١) Trewartha, G.T.,"An Introduction to Climate", N.Y. (1954) P.123.

(٢) Riehl, H.,"Introduction to the atmosphere", Mc Graw-Hill, N.Y. (1972) P.92



(شكل ٦١) المتوسط السنوى لعدد أيام حدوث الضباب فى العالم

١ - البَـــرَد: Hail

يتركـب البَرَد من حبات مسـتـديرة من الثلج Lumps of ice وتتألف الحبـة الواحدة من عدة طبقـات ثلجية متراكبة بعضها فوق البـعض الآخر مـثل تركيب البـصـلة. ولا يظهـر ثلج البَرَد بالصـورة المألـوفـة عن الثلج أى على شكل القطن المندوف بل يـكون هنا شـديد التـجمد وعلى شـكل حبـات ثلجـية مسـتـديرة صلبة ويطلق عليه إسـم «حجـر البَرَد» Hail Stones، ويخـتلف قطر حبـة البَرَد من ٠,٢ إلى ٢ بوصـة (٠,٥ إلى ٥ سـم) وينـتج عن سقوطه أضـرار بالغة للمحاصيل الزراعية (لوحة ٢١ب).



(لوحة ٢١ب) حبات من البَرد كبير الحجم

(لاحظ تركيبها الطبقى البصلى الشكل)

وترتبط نشأة البرد بحركة التيـارات الهوائية الصاعدة وبالمناطق التى تتعـرض لصعود الهواء بشـدة جدا[١] Extremely strong updrafts of air ومن ثـم يزداد حـدوث البـرد فى مـناطق تكـوين سـحب المزن الركـامى

(١) Strahler, A.N.," Introduction to physical geography", Clumbia Univ. Press (1969) P.98.

Cumulonimbus Cloud فعند صعود الهواء الرطب إلى أعلى يتعرض بخار الماء للبرودة والتكاثف وقد تتكون بلورات ثلجية صغيرة الحجم عند أعالى سحب المزن الركامى فى حين يحدث التكاثف على شكل قطرات من الماء بالقسم الأوسط من هذه السحب(1). وعند سقوط بلورات الثلج من أعالى سحب المزن الركامى تمر بالقسم الأوسط من هذه السحابة وتصطدم البلورات الثلجية بقطرات الماء المبردة. وتتجمع هذه القطرات المائية فوق البلورات الثلجية وتعمل الأخيرة على تجمدها هى الأخرى (ولكن بدرجة أقل) وتبدو فى النهاية على شكل كرات ثلجية بصلية التركيب لتكونها من نواة ثلجية شديدة التجمد وتغطيها عدة طبقات من الثلج الأقل تجمداً ويلتف بعضها فوق البعض الآخر.

ويقل حجم حبات البرد الثلجية أثناء نزولها من أعلى إلى أسفل (تبعاً لتعرضها للهواء الدافىء نسبياً)، إلا أن حبات البَرَد التى تنجح فى الوصول إلى سطح الأرض قد تكون كبيرة الحجم وتصل حجم الواحدة منها إلى ما يشبه حجم البيضة الصغيرة، وفى هذه الحالة يكون البرد شديد الخطورة على نمو النباتات ويسبب إتلاف المحاصيل المنزرعة وفى كسر زجاج نوافذ المنازل. وعلى ذلك لا يتكون البَرَد فى المناطق القطبية حيث إن هذه المناطق لا تتعرض للتيارات الهوائية الصاعدة. كما لا يحدث البَرَد كذلك فى المناطق الإستوائية (على الرغم من عظم صعود الهواء الرطب الدافىء فى هذه المناطق) ذلك لأن حبات البَرَد هنا تتكون عند إرتفاعات عالية جداً من سطح الأرض (فيما بين ٢٠ إلى ٤٠ ألف قدم) وأثناء نزول حبات البَرَد إلى أسفل تنصهر بالتدريج وتتلاشى نهائياً قبل وصولها إلى سطح الأرض، وهنا يفقد البَرَد حالته الصلبة ويتحول بالتدريج إلى مطر.

---

(1) أ- محمود حامد محمد «المتيورولوجية» القاهرة (١٩٤٦) ص.٢٥٤.

ب- د. عبد العزيز طريح شرف «الجغرافيا المناخية والنباتية» الإسكندرية - الطبعة الثالثة (١٩٦١) ص.١٦٨ (الطبعة الأولى ١٩٥٦).

جـ- د. فهمى هلالى أبو العطا «الطقس والمناخ» الإسكندرية (١٩٧٠) ص.٢٠٩.

٢- الثلج: Snow

يعد الثلج مظهراً من مظاهر التكاثف نتيجة لتجمد بخار الماء فى طبقات الجو العليا، وظهوره على شكل جسم صلب solid، ولا يحدث ذلك إلا إذا انخفضت درجة حرارة الهواء إلى أقل من درجة التجمد. ويمكن للثلج أن يتكون إذا ما تعرض رزاز الماء فى السحب للتجمد كما قد يتكون الثلج بصورة مباشرة عن طريق عملية التسام Sublimation. وقد تختلط بلورات الثلج أحياناً بماء المطر، أو قد تتعرض قطرات المطر عند سقوطها فى المناطق الباردة إلى التجمد، ويطلق على الثلج أو المطر المتجمد جزئياً اسم «قطقط» Sleet[١]

ويتكون الثلج عند بداية سقوطه على سطح الأرض من قشور هشة خفيفة الوزن. وتتطاير فى الجو كالقطن المندوف. ولكن عند تجمع الثلج بعضه فوق البعض الآخر يتعرض بدوره للإنضغاط، ويتماسك بشدة ويصبح شديد الصلابة وتبدو أسطحه كأسطح الزجاج وهنا يعرف باسم جليد[٢] Ice خاصة إذا لم يتعرض الثلج للذوبان (الإنصهار).

ويتركب الثلج من بلورات سداسية الأوجه ومسطحة أو مبططة الشكل، ومع ذلك فإن بها أشكال هندسية متعددة رائعة[٣] لوحة (٢٢) وتتألف قشرة الثلج الصغيرة المبططة من مئات من البلورات الثلجية التى يلتحم بعضها بالبعض الآخر عن طريق المياه الرقيقة التى تقع فيما بين هذه البلورات. وحيث إن الهواء البارد تقل فيه الرطوبة فإن الثلج المتساقط بشدة Heavy Snow Falls يرتبط هو الآخر بانخفاض الهواء القريب نسبياً من سطح الأرض، إلى ما دون نقطة الندى. وعلى ذلك فإن تساقط قشور الثلج الكبيرة الحجم الرطبة تحدث عادة فى المناطق المعتدلة بل وفوق القمم

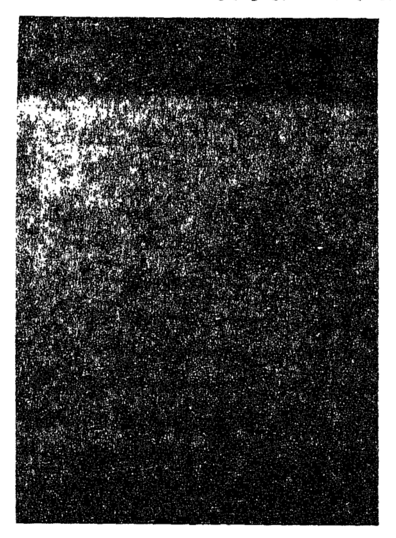
---

(١) Trewartha, G.T "An Introduction to Climate", N.Y (1954)P.136.

(٢) ومن ثم سمى العصر الذى تجمع فيه الجليد على سطح الأرض دون أن يتعرض قسم كبير منه للإنصهار باسم العصر الجليدى Ice Age ويتفادى الإنسان السير فوق أسطح الجليد الزجاجية المظهر حتى يتجنب الإنزلاق والسقوط على سطح الأرض.

(٣) يمكن مشاهدة أشكال البلورات الثلجية المتنوعة عند فحص قشور الثلج تحت عدسة مكبرة.

الجبلية العالية (كما هو الحال فوق مرتفعات لبنان، ومرتفعات أطلس التل فى الجزائر ومرتفعات المغرب) فى المناطق شبه المدارية. أما الثلج الذى يسقط على شكل قشور صلبة شديدة التجمد فهذا يقتصر حدوثه فى المناطق القطبية وشبه القطبية والباردة.



(لوحة ٢٢) نماذج مختلفة الأشكال للبلورات الثلجية

وإذا تكون الثلج عند إرتفاعات عالية وكانت درجة حرارة الهواء القريب من سطح الأرض أعلى من نقطة الندى (الصفر المئوى) فإن هذا الثلج يتعرض للإنصهار أثناء سقوطه من أعلى إلى أسفل وربما يذوب أو ينصهر قبل أن يصل إلى سطح الأرض بصورته المتجمدة الأصلية، وإنما يصل إليه على شكل قطرات من المطر. ولذلك فإن كمية كبيرة من الأمطار

الساقطة فى العروض المدارية كانت عبارة عن بلورات ثلجية فى طبقات الجو العليا وذلك قبل سقوطها على سطح الأرض. وعلى ذلك فإن الثلج يزداد تساقطه فى المناطق الباردة وتلك التى ينخفض فيها المتوسط الشهرى لدرجة الحرارة عن ٢٧°ف (أقل من نقطة الندى)(١).

أما خط الثلج الدائم Snow-Line فهو الحد الذى لا ينصهر عنده الثلج طوال أيام السنة (أى الحد الأدنى للقمم الجبلية الثلجية الدائمة Ice Capes) ويختلف إرتفاع خط الثلج الدائم من مكان إلى اخر تبعاً لبعد دوائر العرض المختلفة عن الدائرة الإستوائية. ويلاحظ أن خط الثلج الدائم يقع عند مستويات يتناقص منسوبها فى إتجاه القطبين. ويتمثل خط الثلج الدائم فى النرويج عند دائرة عرض ٦٨° شمالاً على إرتفاع ٣٥ قدم، بينما يوجد هذا الخط فوق جبل كليمنجارو Kilimanjaro (عند دائرة عرض ° جنوب خط الإستواء، بشرق إفريقيا) على إرتفاع ١٨٤ قدم. ولا يتوقف إرتفاع خط الثلج الدائم على مدى الاختلاف فى إرتفاع المكان وموقعه فقط بل كذلك على مدى ما يسقط من ثلج فوق هذا المكان أثناء الفصل الشتوى، وبحيث أن لا يتعرض هذا الثلج أو القسم الأكبر منه للانصهار خلال الفصل الصيفى الدفىء

وقد ينتج عن تساقط الثلج بشدة وباستمرار (خاصة فى المناطق الباردة التى تقل فيها درجة الحرارة عن الصفر المئوى) إلى تجمعه على سطح الأرض وفوق اغصان الأشجار، وكذلك فوق الأسلاك الكهربائية وأعمدة وأسلاك التلغراف مما يؤدى إلى حدوث الكثير من الأضرار فى المنشآت العمرانية المختلفة كما حدث ذلك أثناء العاصفة الثلجية التى تعرضت لها شرق ولاية نيويورك فى يناير سنة١٩٤٣. ويضطر المسئولون فى مثل هذه المناطق إلى غرس أسوار من اغصان الأشجار والأخشاب على طول الطرق البرية الرئيسية فى الإتجاه المواجه لقدوم الثلج وتساقطه وذلك

(١) Strahler. A.N.,"Introduction to Physical geography", Wiley, Clumbia Univ. Press (1969)P.99

لحماية هذه الطرق من تراكم الثلج فوقها وإغلاقها أمام حركة النقل البرى. كما قد يتسبب تساقط الثلج وتجمعه فوق أجنحة الطائرات فى حدوث بعض الأضرار التى قد تعوق الملاحة الجوية. ومن ثم تزود الطائرات الحديثة بوسائل يمكن عن طريقها إزاحة الثلج المتجمع فوق أجنحة الطائرة أولاً بأول، وتفضل الطائرات أن تحلق فوق السحب الكثيفة الحاملة للبلورات الثلجية لتفادى أخطار الثلج.

ويقاس الثلج بعد تجمعه وإنصهاره ويصبح ماء. وتحسب كمية المياه المنصهرة من الثلج بنفس طريقة حساب كمية مياه المطر. ولكن يمكن القول بصورة عامة، بأن كل قدم واحد من الثلج يعادل بوصة واحدة من المطر، هذا على الرغم من أن النسبة بين الثلج والمطر تعادل ٥ : ١ ولكن قد تصل هذه النسبة أحياناً إلى ٥٠ : ١ وذلك تبعاً للكثافة الفعلية للثلج المتساقط.

٣- السحب: Clouds

تعد السحب المصدر الرئيسى لبخار الماء اللازم لعمليات التكاثف التى تحدث خاصة فى الهواء العلوى، كما أنها تنظم عمليات سقوط الإشعاع الشمسى عند نفاذه إلى سطح الأرض. وتحد السحب من تشتت الإشعاع الأرضى وإنتشاره إلى أعلى، وتحفظه إلى أسفل منها ليرفع درجة حرارة الهواء الملامس لسطح الأرض كما تعد السحب بالنسبة للراصد الجوى مؤشراً هاماً لحالات الطقس المتغير Indicators of weather condition. والسحب مظهر من مظاهر التكاثف التى تحدث فى الهواء الصاعد المحمل ببخار الماء إلى أعلى فى طبقات الجو العليا، وإن كان بعض أنواع السحب تتكون بالقرب من سطح الأرض وذلك مثل مجموعة السحب الطبقية المنخفضة Low Stratus. ويمكن تشبيه مكونات السحب بمجموعاتها المختلفة بمكونات الضباب الكثيف. إلا أنها تتكون أساساً فى طبقات الجو العليا [1].

(١) Douglas, A.C.,"Clouds reading for pilots" London, (1946) P.27.

ويلاحظ أن السحب التى تتكون بفعل صعود الهواء إلى أعلى بسرعة، تنمو رأسياً وتتمدد إلى أعلى وتبدو منفوشة المظهر puffy appearance، فى حين أن تلك السحب التى تتكون بفعل صعود الهواء إلى أعلى ببطء، أو تبعاً لتبريد الهواء فيغلب عليها الانتشار فى شكل طبقات layers. وتتركب السحب من الهواء المشبع ببخار الماء والذى تعرض بدوره لعمليات التكاثف Condensation والتسامى Sublimation وتتكون من قطرات صغيرة الحجم من المياه ومن بلورات خفيفة من الثلج. كما أن كلا من مجموعات السحب المختلفة لا تستقر فى مواقع نشأتها بل قد تتحرك كل منها إما رأسياً من أعلى إلى أسفل أو العكس. وإما أفقياً من مكان إلى أخر فى الغلاف الجوى وذلك بفعل التغيرات الحرارية التى تتعرض لها السحب من عمليات التمدد الهوائى إذا ما إرتفعت حرارة الهواء، ولعمليات الهبوط والإنضغاط والتكاثف إذا ما انخفضت درجة حرارة الهواء. هذا إلى جانب تأثير بعض العوامل الأخرى فى تحرك السحب وفى مراحل تطور نموها بأشكالها المختلفة. وخاصة أثر تحرك الكتل الهوائية المختلفة الخصائص الطبيعية وإتجاهات الرياح وهبوب الأعاصير والإنخفاضات الجوية ،وقد تحجز السحب أشعة الشمس وتسبب حدوث الغيوم(١)

الرصد الجوى للسحب

يمكن حساب السحب ومقدار توزيعها Distribution of cloudiness فى القبة السماوية على أساس أن الأخيرة يمكن أن تنقسم فرضياً إلى عشرة أرقام متساوية المساحة، ثم يقدر الملاحظ عدد الأقسام التى يمكن أن تغطيها السحب الممثلة فى السماء وقت الرصد، ومنها يمكن تقدير نسبة تغطية السحب لهذه الأقسام العشرة من السماء. فإذا كانت السماء خالية

---

(١) يكون مقدار الضوء فى اليوم الغيم نحو $\frac{1}{6}$ من الضوء فى النهار الصافى تماماً، وقد تبقى الغيوم ساعة فى الجو ولا تقترب إلى سطح الأرض (بفعل الجاذبية) نتيجة لتأثرها بدفع الهواء الصاعد لها. أما إذا توقفت حركة الهواء الصاعد فإن الغيوم تأخذ فى الهبوط وربما تتعرض للتبخر وقد تختفى بسرعة، بينما تكون بعض النقط المائية لا تزال فى طريقها إلى سطح الأرض وتصلها بعد إختفاء الغيوم، وينجم عن هذه الظاهرة تكوين ما يسمى بمطر السماء الزرقاء، حيث تسقط نقاط الأمطار فى جو صحو تماماً. راجع محمود حامد محمد، «المتيورولوجية» القاهرة (١٩٤٦)ص.٢٤٠.

من السحب Cloudless فإن كمية السحب تساوى فى هذه الحالة (صفراً) وإذا كانت السماء مغطاة تماماً بالسحب فإن كمية السحب تساوى فى هذه الحالة (١٠) وهكذا.

وقد إتفق المتيورولوجيون على تمييز أربع حالات رئيسية من مظهر السماء وفقاً لمدى تغطيتها بالسحب وتتلخص فيما يلى:

أ- السماء الصافية Clear، حيث لا تغطى السحب أكثر من ٠,١ من السماء.

ب- السحب المبعثرة Scattered، ويتراوح غطاء السحب من ٠,١ إلى ٠,٥ من السماء.

جـ السحب المتقطعة Broken ويتراوح غطاء السحب من ٠,٥ إلى ٩

د السماء الملبدة Over cast وتغطى السحب أكثر م ٩ من السماء

وتتوقف دقة الملاحظات الخاصة بمدى تغطية السحب للسماء على خبرة الراصد الجوى[1] ونوضح مقدار تغطية السحب للسماء على خرائط الطقس باستخدام رموز مختلفة تتمثل فى الجدول التالى (شكل٦٢)

---

(١) Howard, J Critchfield "General Climatology" N.J (1966)P.54.

الرمز	الرقم	كمية السحب	الرمز	الرقم	كمية السحب
	صفر	لا توجد سحب والسماء صافية		٥	$\frac{٦}{١٠}$
	١	$\frac{١}{١٠}$ من السماء		٦	$\frac{٧}{١٠}$ ، $\frac{٨}{١٠}$
	٢	$\frac{٢}{١٠}$ ، $\frac{٣}{١٠}$		٧	$\frac{٩}{١٠}$
	٣	$\frac{٤}{١٠}$		٨	السماء مغطاة تماما بالسحب
	٤	$\frac{٥}{١٠}$		٩	السماء معتمة بشدة

(شكل ٦٢) الرموز المستخدمة في خرائط الطقس لتوضيح مدى تغطية السماء بكمية السحب

وتنقسم السحب إلى أنواع مختلفة بحسب مقدار إرتفاعها عن سطح الأرض، وتنوع أشكالها تبعاً لظروف نشأتها، ويمكن تعيين المستوى السفلى لقاعدة السحب (أى سقف السحب Sky Ceiling) عن طريق إطلاق البالونات الكشافة وحساب سرعتها فى الفضاء، ومعرفة الزمن الذى يستغرقه البالون الكشاف منذ لحظة إطلاقه من عند سطح الأرض حتى لحظة وصوله إلى قاعدة السحب. ومن ثم عند معرفة السرعة، والزمن فإنه يمكن حساب المسافة (الإرتفاع)، وتزود البالونات الكشافة بأضواء فسفورية تساعد على عمليات رصدها باستخدام الكلينومتر أو الأليديد التلسكوبى أثناء الليل[١].

أنواع السحب Cloud Types

إتفق المتيورولوجيون[٢] على تصنيف السحب إلى أربع مجموعات متنوعة على أساس إختلاف إرتفاعها بالنسبة لسطح الأرض، وتنقسم كل مجموعة منها إلى عدة أنواع ثانوية (يبلغ عددها فى مجموعات السحب المختلفة عشرة أنواع) بحسب إختلاف أشكالها وخصائصها العامة وظروف نشأتها وتتلخص هذه المجموعات فيما يلى:

---

(١) تعرف الأجهزة الحديثة التى تحدد إرتفاع السحب وسرعتها باسم النيفوسكوب Nephosocope والسليومتر Ceilometer ويحدد جهاز النفسكوب حركة السحب، وهو عبارة عن عمود يبلغ طوله ٣متر ومثبت عند رأسه عصى معدنية فى وضع أفقى طولها حوالى متر واحد، وبها عدة شوكات رأسية صغيرة مثبتة على مسافات متساوية. ويدور العمود الرأسى يميناً أو يساراً بواسطة خيط من أسفل العمود يمكن شده. وعند الاستخدام يوجه الراصد شعاع بصره إلى الشوكة الوسطى من العصى المعدنية ويوجهها نحو السحابة المطلوب معرفة سرعتها. وعندما تكون السحابة موازية للعصى الأفقية، وتنتقل فى حركتها من شوكة إلى أخرى فإنه يمكن حساب سرعتها بتعيين الوقت الذى تنتقل فيه السحابة من سن شوكة إلى سن أخر. وقد تطور هذا الجهاز إلى نوع آخر يعرف باسم نيفوسكوب الانعكاس طراز فينمان. ويمكن بواسطته تحديد إرتفاع السحب ومعرفة سرعتها. راجع: محمود حامد محمد «المتيورولوجية» القاهرة (١٩٤٦)ص.٤٣ – ٤٥.

(٢) a-- Howard, J. Critchfield,"General Climatology", N.K. (1966)P.47.
b-- Blair, T.A.,"Weather Elements", Prentice-Hall, N.J. (1959) P.55.
c-- Trewartha, G.T.,"An Introduction to Climate". Mc Graw-Hill, N.Y. (1954)P.132.
d-- Douglas, A.C.,"Clouds reading for pilots", London. (1946) PP.1 - 119.
— ويعد هذا الكتاب الأخير من أهم المراجع التى تناولت دراسة السحب، كما أنه يحتوى على ١٦٤ صورة لأنواع السحب المختلفة.

١ - السحب المرتفعة:

ويتراوح إرتفاعها من ٢٠,٠٠٠ إلى ٣٥,٠٠٠قدم وتشمل:

أ- سحب السمحاق — Cirrus Ci.

ب- سحب السمحاق الطبقى — Cirrostratus Cs

جـ- سحب السمحاق الركامى — Cirrocumulus Cc.

٢ - السحب المتوسطة الإرتفاع:

ويتراوح إرتفاعها من ٦٥٠٠ إلى ٢٠٠٠٠قدم وتشمل:

أ- سحب الطبقى المتوسط الإرتفاع — Altostratus As

ب- السحب الركامية المتوسطة الإرتفاع — Altocumulus Ac

٣ السحب المنخفضة

قد تحدث بالقرب من سطح الأرض وحتى إرتفاع ٦٥٠٠قدم وتشمل.

أ- السحب الطبقية الركامية — Stratocumulus Sc

ب- السحب الطبقية — Stratus St

جـ- سحب المزن الطبقى — Nimbostratus Ns

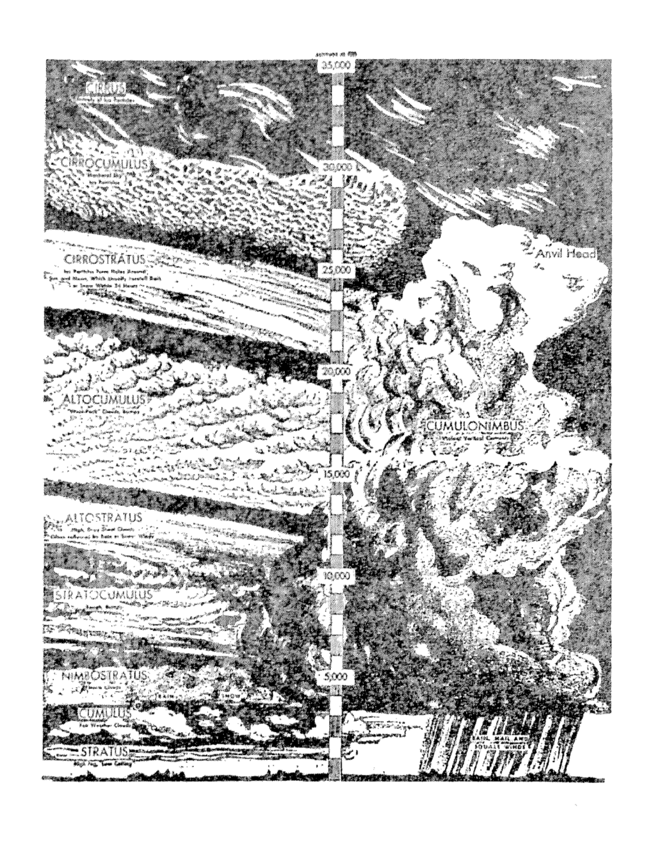
٤ سحب تنمو رأسياً على إرتفاعات مختلفة

يتراوح إرتفاعها من ١٦٠٠قدم من سطح الأرض وقد تمتد أعاليها رأسياً حتى مناطق نشوء سحب السمحاق العالية عند إتفاع ٢٥ألف قدم وتشمل:

أ- سحب ركامية — Cumulus Cu

ب- سحب المزن الركامى — Cumulonimbus Cb

ويقسم بعض الكتاب هذه الأنواع العشرة السابقة الذكر من السحب إلى فصائل ثانوية بحسب إختلاف شكل السحب، والذى إن دل



(لوحة٢٣) رسم تخطيطى يوضح التوزيع الرأسى لأهم مجموعات السحب والشكل العام لسحب المزن الركامى وتكوين ظاهرة رأس السندان.

هذا على شىء فإنما يدل على كيفية نشوء السحب ومراحل نموها المختلفة. ومن بين أهم الأشكال التى تبدو بها فصائل السحب هى الأشكال الوبرية والليفية Fibratus والفوجية أو السربية Floccus والطبقية Stratiformis والعدسية Lenticularis والدخانية السديمية Nebulosus والشعرية Capillatus. وفيما يلى حديث موجز عن الخصائص الهامة لمجموعات السحب وأنواعها المختلفة. (لوحة٢٣).

١- السحب المرتفعة High Clouds

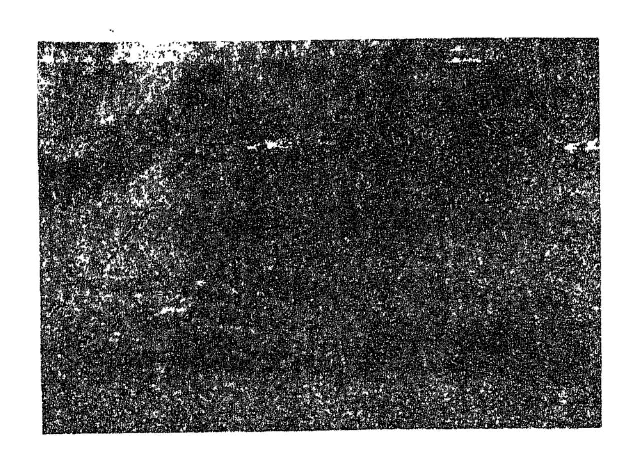
يتراوح إرتفاع هذه المجموعة من السحب فيما بين ٢٠,٠٠٠ إلى ٣٥,٠٠٠قدم فوق سطح البحر، وهى تتمثل بوجه خاص فى المناطق الحارة، وتلك التى تتعرض لفعل الإشعاع الأرضى الشديد، وتظهر سحب هذه المجوعة بعدة أشكال يمكن حصرها فى الإنواع الآتية:

أ- سحب السمحاق: Cirrus Ci

وتعرف هذه السحب أحياناً باسم سحب القزع العالية، وباسم سحب ذيل الفرس أو أذناب الخيل، ذلك لأن هذا النوع من السحب كثيراً ما يبدو على شكل ذيل الفرس أو خصلة الشعر، ومنها تكتسب السحب مظهرها الليفى Fibrous Structure أو الحريرى Silky appearence وعندما تتجمع سحب السمحاق فى السماء فى أشكال غير منتظمة فإن هذا يدل على إعتدال الطقس أما إذا تجمعت سحب السمحاق بعضها مع البعض الآخر فى أشكال منتظمة وخاصة إذا كانت شريطية مخططة فإن هذا ينبىء بحدوث طقس ردىء وإحتمال حدوث إضطرابات جوية. وتتألف سحب السمحاق من بلورات ثلجية Ice Crystal دقيقة الحجم تكسب السحب اللون الأبيض. وتبعاً لارتفاع هذه السحب عن سطح الأرض فإن ليس لها ظلاً على الأرض[1]. (لوحة٢٤).

---

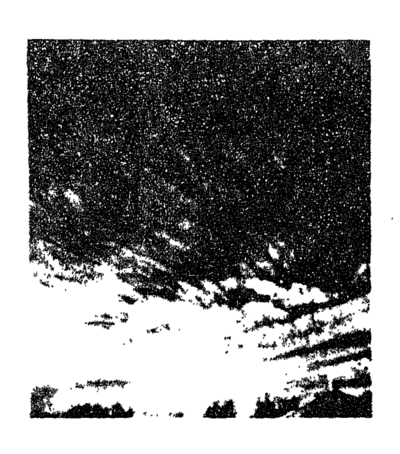
(١) a-- Trewartha, G.T.,"An Introduction to Climate". N.Y. (1954) P.132.
b-- Byers, H.R.,"General Meteorology", Mc Graw-Hill, N.Y. 3rd edi, (1959) P.107-124.
جـ- محمود حامد محمد «المتيورولوجية» القاهرة (١٩٤٦) ص.٢٤٣.



(لوحة٢٤) سحب السمحاق الشريطية المظهر (أذناب الخيل) عند بداية حدوث الإضطرابات الجوية

ب- سحب السمحاق الطبقي: Cirrostratus Cs

تتركب هذه السحب من بلورات ثلجية صغيرة الحجم وتكوّن طبقة محدودة السمك بيضاء اللون تغطى كل أجزاء السماء، وتصبغها باللون الأبيض الناصع كبياض اللبن Milky appearance. وكثيراً ما ينجَم عن وجود هذه السحب تكوين هالة حول الشمس نهاراً، وكذلك حول القمر ليلاً، وتنبىء تكوين سحب السمحاق الطبقى باقتراب مجىء عاصفة. وتظهر سحب السمحاق الطبقى على شكل تجمعات من السحب المخططة أو الشريطية الشكل. (لوحة٢٥).



(لوحة٢٥) سحب السمحاق الركامى Cirrocumulus أسفل سحب السمحاق الطبقى العلوى المخطط أو الشريطى Cirrostratus

جـ- سحب السمحاق الركامى (Cirrocumulus (Cc

تبدو هذه السحب على شكل قشور بيضاء اللون دقيقة الحجم Small white flakes وأحياناً تظهر على شكل كتل من السحب كروية الحجم globular masses وتبعاً لعظم إرتفاعها فهى أيضاً عديمة الظل. وقد تترتب سحب السمحاق الركامى إما على شكل خطوط متجاورة أو على شكل تموجات ripples ناتجة عن الإنحناءات فى كتل السحب. وتظهر هذه السحب فى السماء كمظهر قشور أسماك المكاريل، ومن ثم تعرف السماء فى هذه الحالة باسم سماء المكاريل Mackerel Sky أو السماء الأسقمرية. أما إذا تجمعت بلورات الثلج فى هذه السحب وظهرت على

شكل سحب مموجة الشكل حبيبية المظهر فتعرف السماء فى هذه الحالة باسم السماء النمرة Tiger Sky.

٢- السحب المتوسطة الإرتفاع Middle Clouds

يتراوح إرتفاع هذه السحب من ٦٥٠٠ إلى ٢٠,٠٠٠قدم فوق مستوى سطح البحر وتتمثل فى نوعين رئيسيين من السحب هما:

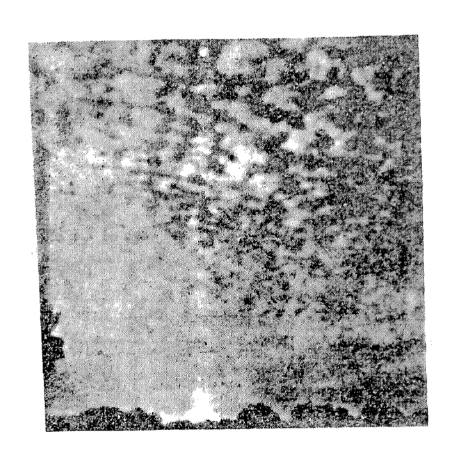
أ- السحب الطبقية المتوسطة الإرتفاع: Altostratus As

وهى سحب تتألف من طبقات متجانسة فى الشكل والتركيب ويغلب عليها اللون الرمادى، كما تبدو أحياناً زرقاء اللون. وكثيراً ما تكون هذه السحب ليفية المظهر Fibrous. ويمكن مشاهدة سطوع الشمس أثناء النهار وظهور القمر أثناء الليل عبر تكوينات السحب الطبقية المتوسطة الإرتفاع، ولكن لونهما يبدو باهتاً وضعيفاً. وعند تكوين هذا النوع من السحب، يتبع حدوثها سقوط أمطار غزيرة وبصورة مستمرة[1].

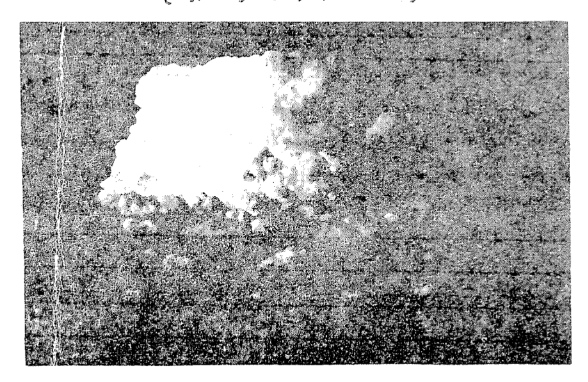
ب- السحب الركامية المتوسطة الإرتفاع: Altocumulus Ac

تبدو هذه السحب على شكل كتل كروية مبطحة أو مفلطحة flattened globular masses، وكثيراً ما تترتب هذه الكتل على شكل خطوط متجاورة أو فيما يشبه الأمواج. وتختلف هذه السحب عن سحب السمحاق الركامى فى أن كتلها الكروية كبيرة الحجم وغالباً ما يكون لها ظلاً على سطح الأرض. (لوحة٢٦، ولوحة ١٢٦)

(١) Trewartha, G.T.,"An Introduction to Climate", N.Y. (1954) P.132.



(لوحة٢٦) السحب الركاميه المتوسطة الإرتفاع



(لوحة ٢٦أ) السحب الركامية المتوسطة الإرتفاع وهى على شكل خطوط متجاورة

٣- السحب المنخفضة Low Clouds

قد تتكون هذه السحب بالقرب من سطح الأرض فوق القمم الجبلية وقد تتكون حتى إرتفاع ٦٥٠٠قدم فوق مستوى سطح البحر وتتمثل فى الأنواع التالية:

أ- السحب الطبقية الركامية: Stratocumulus Sc

وتتألف هذه السحب من كتل كروية كبيرة الحجم، ولكنها أحياناً تبدو عدسية الشكل Lenticularis. وتبدو السحب رمادية اللون ويتمثل فيها فراغات بيضاء اللون لامعة وتتميز كتل السحب الطبقية الركامية بأنها منتظمة فى شكلها بصورة عامة. (لوحة٢٧ ١٢٧)



(لوحة٢٧) السحب الطبقية الركامية المنخفضة

(صورة من الطائرة وهى محلقة فوق السحب لتوضح أعاليها)



(لوحة١٢٧) السحب الطبقية الركامية

(صورة من أسفل لتوضح شكل السحب للناظر إليها من سطح الأرض)

ب- السحب الطبقية: Stratus St

عبارة عن طبقة من السحب المنتظمة الشكل المنخفضة الإرتفاع وهى أشبه بالضباب المرتفع، ولكنها قد تعلو عن سطح الأرض بنحو ٢٠٠٠ قدم. ويبدو مظهرها العام كالدخان السديمى Nebulosus وتظهر بوجه خاص عند قدوم الإنخفاضات الجوية فى مصر خاصة ابان فترة هبوب رياح الخماسين(١).

جـ سحب المزن الطبقى: Nimbostratus

وهى تتألف من سحب كثيفة ليس لها شكل معين وإن كانت تترتب

(١) محمود حامد محمد «الظواهر الجوية فى القطر المصرى» القاهرة (١٩٢٧) ص١٠٤.

أحياناً على شكل طبقات من السحب المنخفضة، وعند تكوينها عادة ما تسقط الأمطار والثلج. ويتراوح إرتفاعها من ٣٠٠٠ إلى ٥٠٠٠قدم فوق مستوى سطح البحر.

٤ – سحب تنمو رأسياً وعلى إرتفاعات مختلفة

Clouds with vertical development

يختلف ارتفاع هذه السحب بالنسبة لسطح البحر من مكان الى أخر بحسب ظروف نشأتها وتكوينها. واهم ما يميز هذه المجموعة من السحب انها تتعرض لصعود الهواء الدافئ الرطب باستمرار. وينجم عن ذلك زيادة حجم السحب وارتفاعها الى اعلى وتكوين ظاهرة السندان Anvil shape التى تنبئ بسقوط الامطار الغزيرة وتتمثل هده السحب فى نوعين هما:

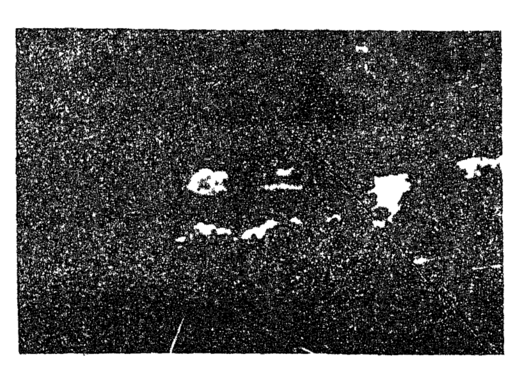
أ- السحب الركامية. Cumulus Cu

تتكون هذه السحب الكثيفة نتيجة لتصاعد الهواء الدافئ الومـيد



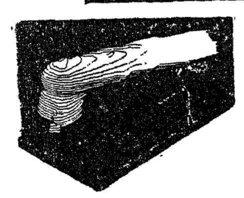
(لوحة ٢٨) سحب ركامية كثيفة مصاحبة للرياح التجارية فوق المحيط الهادى المدارى

(الرطب) بفعل تيار... في جملتها سحابة سميكة... المنفوش- وتمتد كتلة هذه السحب أعلى... ٢٥ ألف قدم من سطح البحر (لوحة٢٨)، في ... أو الأ... سفلية لـ... السحب قد تكون قريبة من



(لوحة ٢٩) السحب الركامية في حالة الطقس الجيد





(لوحة٢٩أ) سحب المزن الركامي وظاهرة رأس السندان

سطح الأرض، ولا تبعد عنه بأكثر من ٣٠٠٠ قدم. وتتميز قاعدة السحابة بشكلها المسطح Horizontal base. فى حين أن جوانبها وأعاليها كروية المظهر أى أشبه بالشكل القرنبيطى Cauliflower. (لوحة٢٩).

ب- سحب المزن الركامى: Cumulonimbus Cb

وتعرف باسم «المعصرات» أى غيوم الأمطار، وهى عبارة عن سحب ثقيلة كثيفة تتعرض باستمرار لعمليات صعود الهواء الدافىء الرطب حتى إن القمم العليا لهذه السحب تبدو أشبه بالقمم الجبلية العالية أو الأبراج الشامخة ويتوج أعالى هذه السحب القرنبيطية الشكل أيضاً سحب كثيفة تتخذ شكل راسى السندان Anvil Head وعند تكوين هذه الظاهرة الأخيرة فى السحب تتكون عواصف الرعد والبرق وتسقط الأمطار والثلج والبَرَد. (لوحة١٢٩).

التوزيع الجغرافى للسحب:

يعبر عن كمية السحب فى السماء -كما سبقت الإشارة من قبل- بمقدار ما تغطيه هذه السحب من الأقسام العشرة الإفتراضية للسماء. وهناك بعض الإرتباط بين مناطق السحب الكثيفة وبين المناطق الغزيرة الأمطار، كما يتناسب مقدار سطوع الشمس عكسياً مع مقدار السحب. ومن المعدلات الشهرية لتغطية السحب لأجزاء السماء فى العالم وذلك عن طريق إنشاء خطوط تجمع المناطق ذات الكمية المتساوية من السحب[1].

ففى المناطق الإستوائية تغطى السحب نحو نصف السماء سواء أكان ذلك فوق اليابس أو فوق المسطحات المائية. أما فى العروض المدارية فيما بين دائرتى عرض ٢٠ - ٣٠ شمالاً وجنوباً، فمتوسط نسبة السحب نحو ٤, أو ٤٠٪ من السماء. إلا أن كمية السحب فوق المسطحات المائية عند هذه العروض أكبر من تلك فوق اليابس. وتزداد كمية تراكم السحب فى العروض المعتدلة والباردة وخاصة فيما بين دائرتى عرض ٥٠ - ٧٠ شمالاً

---

(١) محمود حامد محمد «المتيورولوجية» القاهرة (١٩٢٧)ص.٢٤٨ - ٢٤٩.

دوائر العرض	النسبة المئوية للسحب فى نصف الكرة الشمالى			النسبة المئوية للسحب فى نصف الكرة الجنوبى		
	المسطحات المائية	اليابس	المتوسط	المسطحات المائية	اليابس	المتوسط
خط الإستواء – ١٠	٥٣	٥٢	٥٣	٥٠	٥٦	٥٢
١٠ – ٢٠	٥٣	٤٠	٤٧	٤٩	٤٦	٤٨
٢٠ – ٣٠	٤٩	٣٤	٤١	٥٣	٣٨	٤٨
٣٠ – ٤٠	٥٢	٤٠	٤٥	٥٧	٤٨	٥٤
٤٠ – ٥٠	٦٦	٥٠	٥٦	٦٧	٥٨	٦٦
٥٠ – ٦٠	٦٧	٦٠	٦٢	٧٢	٧٠	٧٢
٦٠ – ٧٠	٧٢	٦٢	٦٣	٧٦	–	–
٧٠ – ٨٠	٧٠	٦٣	٦٦	٦٤	–	–
٨٠ – ٩٠	٦٣	–	–	–	–	–

وجنوباً وتغطى السحب هنا نحو ٦٠,٦أو ٦٠ ٪ من السماء . ويوضح الجدول الآتى التوزيع الجغرافى للسحب بحسب دوائر العرض فوق سطح الكرة الأرضية [١] . (نسبة مئوية لما تغطيه السحب من جملة أجزاء السماء أنظر الجدول) .

ويمكن أن نميز أيضاً إختلافات فصلية فى التوزيع الجغرافى للسحب annual variation in cloudiness تكاد تتفق مع نظام سقوط الأمطار . ففى المناطق المدارية يزداد حدوث السحب خلال فصل الصيف الممطر . أما فى المناطق شبه المدارية وعلى طول السواحل الغربية (مثل ساحل كاليفورنيا فى الولايات المتحدة الأمريكية) فإن أكبر كثافة لتجمع السحب تحدث خلال فصل الشتاء الممطر . ولكن يختلف تكوين السحب من منطقة إلى أخرى تبعاً لظروف نشأتها المحلية ولما تتعرض له من تيارات الحمل ونوعية الهواء الصاعد إلى أعلى.وحيث أن السحب الركامية Cumulus تنشأ أساساً بفعل تيارات الحمل وصعود الهواء الدفئ الرطب إلى أعلى . فإن أهم أوقات تكوينها يكون عند وقت الظهيرة .

(١) Trewartha, G.T., "An Introduction to Climate ", N.Y. (1954) P.134.

أما السحب الطبقية فإن أهم أوقات تكويناتها يتمثل خلال الساعات الأولى من الصباح . ومن ثم ميز المتيورولوجيون إختلافات يومية daily variation† فى توزيع مجموعات السحب من مكان إلى آخر فوق سطح الأرض وخلال ساعات النهار المختلفة .

٤- المطر : Rainfall

ساعدت محطات الأرصاد الجوية المنتشرة فى مناطق متفرقة من أنحاء العالم على وفرة المعلومات الخاصة بكميات الأمطار اليومية والفعلية والسنوية الساقطة لأى مكان ما على سطح الأرض . ويبلغ عدد محطات الأرصاد الجوية التى تقوم برصد وتسجيل كميات الأمطار الساقطة فوق اراضى الولايات المتحدة الأمريكية نحو ١٣,٠٠٠ محطة . وتقاس كمية الأمطار الساقطة فى معظم محطات الأرصاد الجوية العالمية بإستخدام أنواع متعددة من الأدوات أهمها :

أ- الوعاء القياسى للمطر : Standard rain gauge

ويتركب هذا الجهاز من وعاء معدنى أسطوانى الشكل ، مفتوح عند الجزء السفلى منه ،ويبلغ قطره ٨ بوصات وسعته ٢٣ بوصة (لوحة ٣٠) . ولهذا الوعاء فتحة علوية واسعة يوضع فيها قمع مثقوب يستخدم كغطاء للوعاء ويسمح فى نفس الوقت بمرور المياه المتجمعة فيه إلى الإنسياب نحو أنبوبة إختبار مدرجة تقع بداخل الوعاء الإسطوانى . وتقلل هذه الأنبوبة والقمع من الفاقد من المياه بفعل التبخر(٢) . ويقسم التدريج فى أنبوبة الإختبار على أساس النسبة بين مساحة مقطعها وبين المساحة الكلية لسطح القمع (الذى يستقبل المطر الساقط) وبحيث تبلغ ١٠ بوصات فهى تمثل أى بوصة واحدة فقط من المطر . ويمكن قراءة أجزاء البوصة بدقة تصل إلى ٠,٠٠١ منها ، وبواسطة هذا الجهاز يمكن قياس كميات التساقط الأخرى مثل الثلج والبرَد ، بل ومياه الأمطار الغزيرة (

---

a- Howard, J. Critchfield, "General Climatology", N.J.(1966)P.63.

ب- محمود حامد محمد ، الظواهر الجوية فى القطر المصرى ، القاهرة (١٩٢٧) ص ١١٠- ١١٣ .

فى حالة الإمتلاء الكامل لأنبوبة إختبار الجهاز) وذلك عند تجمع كل مكونات التساقط داخل الوعاء الإسطوانى الخارجى ثم حساب كمية التساقط من الثلج على أساس أن كل شمك مقداره ١٠ سم من الثلج يعادل سمكاً قدره ١سم من المطر [١] .

ب- جهاز قياس المطر ذو الوعاء القلاب: Tripping bucket rain gauge

يستقبل هذا الجهاز المطر من أعلى ، ويتصرف الماء إلى أسفل عن طريق قمع يتصل بوعاء قلاب يتكون من جزئين ، وبحيث إن كل سمك مقداره ٠,٠١ بوصة من المطر الساقط والمتجمع فى مستقبل الجهاز تكفى لأن يمتلئ أحد جزئى الوعاء القلاب ، وعلى ذلك يحدث عدم إتزان لهذا الوعاء فينقلب ويفرغ ما يحتويه من مياه فى خزان خاص تتجمع فيه مياه المطر . وفى نفس الوقت يدور الجزء الفارغ ويأخذ مكانه أسفل القمع ليستقبل المياه المتساقطة منه . وعند إنقلاب جزئى الوعاء تنقفل دائرة كهربية ويمكن عن طريقها معرفة عدد مرات إنقلاب الوعاء وحساب سمك المياه المتساقطة وكذلك معدل سقوطها مع الزمن (لوحة ٣١)

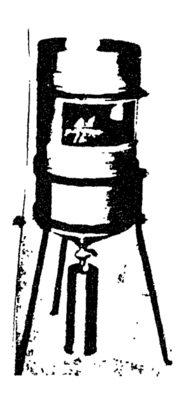
جـ- جهاز قياس المطر ذو الميزان: Weighing type gauge

يستقبل هذا الجهاز كل أنواع التساقط (مطر وثلج وبرد) فى وعاء موضوع على ميزان . وعن طريق وزن المياه المتساقطة وتسجيل هذا الوزن أوتوماتيكياً على ورقة رسم بيانى خاص فإنه يمكن معرفة سمك المياه المتساقطة [٢] . (لوحة ٣٢) .

---

(١) فى البلاد التى تستخدم المقاييس الإنجليزية يعتبر فى هذه الحالة ان كل سمك قدم واحد من الثلج يعادل بوصة واحدة من المطر .

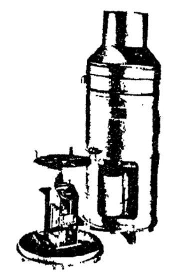
(٢) د. محمد عبد الرحمن الجنايني « الهيدرولوجيا » جامعة بيروت العربية (١٩٨١) ص ١١٠ .



(لوحة ٣١)
نموذج لجهاز قياس المطر
ذو الوعاء القلاب

د- جهاز قياس المطر ذو العوامة: Float recording gauge

يتركب هذا الجهاز فى أبسط صورة من عوامة ترتفع إلى أعلى مع إستمرار سقوط المطر، وتتجمع المياه الساقطة فى مستقبل الجهازreceiver وتتصل العوامة بسن ريشة ترسم وتسجل مع تحركها إرتفاع منسوب المياه فى وعاء الجهاز أوتوماتيكياً وذلك على ورق رسم بيانى خاص،ويفرغ الماء من هذا الجهاز إما يدوياً أو أوتوماتيكياً بإستخدام سيفون .



(لوحة ٣٢) جهاز قياس المطر ذو الميزان

المتوسطات الحسابية لكميات الأمطار الساقطة :

بإستخدام أدوات قياس المطر وتسجيله أصبح من السهل حساب كمية الأمطار الساقطة يومياً لأي مكان على سطح الأرض (بالبوصات أو السنتيمترات) . وعلى ذلك يمكن أيضاً حساب كمية الأمطار الشهرية الساقطة فى مكان ما وعدد الأيام الممطرة خلال الشهر ، وكذلك حساب كمية الأمطار الساقطة سنوياً فوق هذا المكان . وبإستخدام المتوسطات الحسابية Arithmetic mean يمكن حساب المعدل الشهرى أو المعدل السنوى لكمية الأمطار الساقطة فوق أى جزء من سطح الأرض . (خلال أشهر معينة مختارة ، وخلال سنوات رصد معينة) .

ويمكن أن يوضح الإختلاف فى كميات الأمطار الشهرية الساقطة خلال سنة معينة في مكان ما عن طريق إستخدام الأعمدة البيانية ; حيث يمثل كل عمود كمية الأمطار الشهرية الساقطة فى هذا المكان ; ويمكن أن تظهر هذه الإختلافات فى كميات الأمطار الساقطة عن طريق إنشاء خطوط المطر المتساوى Isohyets وهى الخطوط التى تصل بين المراكز التى تتساوى كمية الأمطار عندها (سواء أكانت كميات يومية أو شهرية أو سنوية) [١] .

وتحسب كثافة المطر Intensity of rainfall على أساس مجموع كمية الأمطار الساقطة خلال موسم معين ، مقسوماً على عدد الساعات التى سقط المطر خلالها فوق هذا المكان خلال هذا الموسم فى حين إهتم الأستاذ ديمارتون [٢] بحساب ما أسماه بالقيمة الفعلية للمطر Effective-ness of rainfall وحدد هذه القيمة على أنها تساوى

$$Y = \frac{P}{T+10}$$

(١) د. فهمى هلالى أبو العطا : الطقس والمناخ ، الإسكندرية ص ٧٢ .

(2) De Martonne, E., "Traite de geograohie Physique", Neubieme edittion Tome Premier, Paris (1957) P.187 et P.317-318.

أو بمعـن أخـــر = $\frac{\text{معدل المطر السنوى (ملم)}}{\text{معدل الحرارة الشهرى (م) +١٠}}$ وقـــد ربـط ديمارتـون بين القيمة الفعلية للمطر ، وتنوع الأقاليم النباتية على سطح الأرض .

وتهتم بعض الدراسات المناخية بحساب ما يعرف بإسم التغير فى كمية المطر السنوى [١] Dependability, variability or Relibility of rainfall ، ذلك لأن هناك أجزاء واسعة من سطح الأرض تتذبذب فيها كمية الأمطار السنوية الساقطة من عام إلى أخر . ومن ثم يمكن حساب معدل التغير فى كمية المطر السنوى على أساس حساب المعدل السنوى لكمية المطر (متوسط عدة سنوات) ثم مقارنة كمية الأمطار الساقطة فى سنة معينة بالنسبة للمعدل السنوى للأمطار فى هذه المنطقة سواء أكان بالزيادة أو بالنقصان ويمكن وضع كمية المطر السنوى (فى سنة معينة) مقسوماً على المعدل السنوى لكمية المطر × ١ ونحصل بذلك على النسبة المئوية للتغير فى كمية المطر السنوى كما يتضح ذلك فى المعادلة الآتية

التغير فى كمية المطر السنوى = $\frac{\text{كمية المطر السنوى (فى سنة معينة)}}{\text{المعدل السنوى للمطر (متوسط عدة سنوات)}} \times ١٠٠$

وتزداد النسبة المئوية لهذا التغير فى المناطق التى تتميز بتذبذب كميات الأمطار السنوية الساقطة من عام إلى أخر وترتفع نسبة التغير فى معدل كمية المطر السنوى فى مناطق الصحارى الحارة الجافة التى قد لا يسقط فوقها أى كميات من الأمطار لعدة سنوات متعاقبة ، ثم يسقط فوقها أمطار فجائية غزيرة (نتيجة لخروج الأعاصير والإنخفاضات الجوية عن مسالكها المألوفة لأسباب ما) تتسبب فى حدوث السيول ومن ثم تزداد نسبة معدل التغير فى كمية المطر السنوى هنا عن ٣٥٪ وترتفع هذه النسبة كذلك فى الأجزاء الغربية من المناطق المدارية التى تتعرض لهبوب الرياح التجارية الشرقية والموسمية الممطرة . وتذبذب كمية الأمطار السنوية الساقطة فوق هذه المناطق الغربية المتطرفة ، تبعاً لمدى إختلاف

(١) أ.د عبد العزيز طريح شرف : الجغرافيا المناخية والنباتية : الإسكندرية (١٩٦١) ص. ١٧٩ .

B- Trewatha, G.T. " An Introduction to Climate ", N.Y. (1954) P.140.

نسبة بخار الماء الممثل فى الرياح ، بل قد تصل الرياح إلى هذه المناطق جافة ومن ثم يتراوح معدل التغير فى كمية المطر السنوى هنا من ٢٠ – ٣٥٪ وتعد الأقاليم الإستوائية والأقاليم المناخية المعتدلة (شمال غرب أوربا) أقل أجزاء سطح الأرض تغيراً بالنسبة لمعدل كمية الأمطار السنوية الساقطة فوقها وتبلغ نسبة التغير عن المعدل هنا نحو ١٠٪ (شكل ٦٣) .

ويهتم الباحثون عند دراسة كميات الأمطار الساقطة وخاصة فى المناطق الجافة وشبه الجافة بدراسة التذبذب الشهرى والسنوى فى كمية الأمطار ، والمعدلات السنوية للأمطار الساقطة والتفاوت أو التغير فى كمية الأمطار السنوية لما له من تأثير مباشر فى تغذية الخزانات المائية الجوفية وتذبذب مستوى الماء الجوفى ، وتشكيل الخصائص الطبيعية والكيميائية للمياه الجوفية . هذا إلى جانب الإهتمام بتحديد الإنحراف المعيارى للأمطار السنوية الساقطة حيث أنه من أهم مقاييس التشتت وأكثرها إستخداماً لدخوله فى حساب كثير من المقاييس الإحصائية الأخرى للمطر. كما يهتم الباحثون بحساب معامل الإختلاف والتباين فى قيم كميات الأمطار الساقطة فى محطات الأرصاد الجوية فى المناطق شبه الجافة ، وأشكال الهطول اليومى للأمطار وخصائصه . هذا إلى جانب إجراء دراسة كمية الأمطار بإستخدام الحاسب الآلى حول إحتمالات سقوط الأمطار فى السنوات المقبلة. وقد قام الكاتب بإجراء مثل هذه الدراسة فى أراضى مروحة وادى بيح الواقعة إلى الشرق من رأس الخيمة فى دولة الإمارات العربية المتحدة.ونظراً لأهمية الأساليب الكمية وإستخدام الحاسوب والتقنيات الحديثة فى هذه الدراسات يحسن الإشارة إليها (كمثال تطبيقى) بشئ موجز .

دراسة حالة الأمطار فى منطقة رأس الخيمة وتحليل بياناتها كمياً : (مثال تطبيقى) .

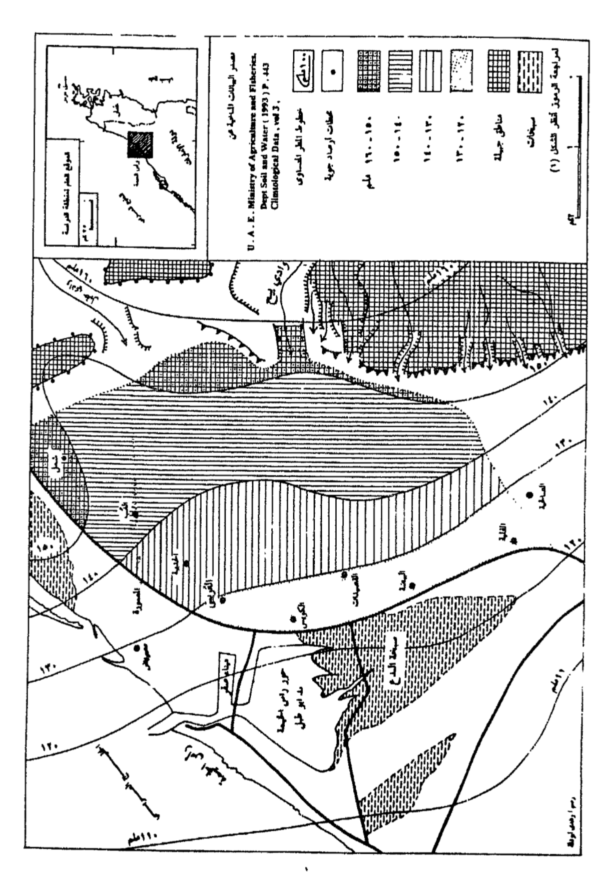
أعتمدت دراسة الأمطار فى منطقة رأس الخيمة الواقعة فى شمال شرقى دولة الإمارات العربية المتحدة على تحليل نتائج بيانات سبع محطات أرصاد جويه يقع معظمها فى مروحة وادى بيح شرق رأس الخيمة ويقع البعض الآخر فى المناطق المجاورة لها مباشرة . وتعود بداية بيانات الرصد

الجوى فى كل من محطتى الدقداقة والمنامة إلى عام ١٩٦٦ ولمعظم المحطات الأخرى إلى عام ١٩٧٢ . ومن ثم تمكن الباحث من حساب معدلات كميات الأمطار اليومية والشهرية والسنوية فى منطقة الدراسة وتتبع نظمها خلال العشرين سنة الأخيرة .

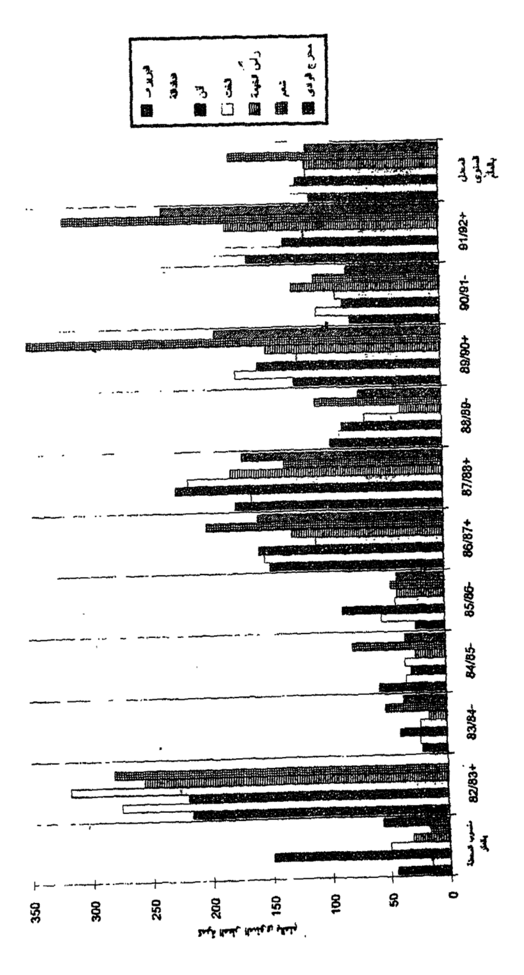
وعلى الرغم من أن منطقة الدراسة تعد واحدة من أغزر مناطق دولة الإمارات العربية المتحدة مطراً إلا ان الأمطار السنوية الساقطة شحيحة وقليلة الكمية جداً وذلك عند مقارنتها بالمعدل السنوى للتبخر الكامن Potential Evaporation الذى يتراوح من ٣٢٠٠ إلى ٣٥٠٠ ملم . وخلال الفترة من عام ١٩٦٦ إلى عام ١٩٧٩ بلغ معدل كمية المطر السنوى فوق منطقة مروحة وادى بيح الفيضية (٤٠كم٢) نحو ١٠٥ملم فقط . وقد كانت البريرات أغزر المحطات مطراً حيث بلغ المعدل السنوى للمطر فيها ١٦٣ ملم أى بزيادة قدرها ٥٦ ٪ عن المعدل السنوى لكمية المطر فى منطقة الدراسة ، ثم يليها محطة الخت (١٠٦ ملم) ، بينما إنخفض المعدل السنوى لكمية الأمطار فى محطات الدقداقة وإذن والمنامة والغيل عن هذا المعدل ، وكانت سنوات ١٩٧٢ ، ١٩٧٦ ، ١٩٧٧ من أغزر السنوات مطراً . فبينما كانت كمية المطر السنوى فى البريرات ٢٩٧ ملم فى عام ١٩٧٦ ونحو ٢٣٤ ملم عام ١٩٧٧ إنخفضت إلى ١٤ ملم فقط عام ١٩٧٤ . وبلغت كمية المطر فى الدقداقة نحو ٢٤٠ ملم عام ١٩٧٤ وإنخفضت إلى ١٢ ملم فقط عام ١٩٧٤ .



(شكل ٦٣) معدل التغير فى كمية المطر السنوى فى العالم



(شكل ٦٤) معدل خطوط كمية المطر السنوى المتساوى - ملم فيما بين (١٩٦٧ إلى ١٩٩٢) فى مروحة وادى بيح وضواحيها (شرق راس الخيمة)



(شكل ٦٥)كمية المطر السنوى فى منطقة رأس الخيمة وضواحيها (ملم)
خلال الفترة من عام ٨٢/٨٣ إلى عام ٩١/٩٢

وخلال فترة السنوات العشرة الممتدة من عام ١٩٨٢ إلى عام ١٩٩٢ ، إرتفع معدل كمية المطر السنوى فى منطقة مروحة وادى بيح والأراضى المجاورة لها إلى ١٢٣ ملم . وتزداد كمية المطر السنوى الساقطة فى منطقة الدراسة فى الشمال والشرق وتقل فى إتجاه عام نحو الجنوب والغرب (شكل ٦٣) فحسب بيانات عام ٩١ / ١٩٩٢ بلغت كمية الأمطار السنوية عند محطة مخرج وادى بيح (فى القسم الشرقى) من منطقة الدراسة) نحو ٢٣٤ ملم ، وفى شعم فى القسم الشمالى نحو ٣١٦ ملم ، بينما تقل كمية المطر فى الإتجاهين الغربى والجنوبى حيث بلغت فى محطة راس الخيمة (المطار) ١٨١ ملم وفى محطات الدقداقة ١٩٣ ملم وإذن ١٣٣ ملم والخت ١١٦ ملم (شكل ٦٤ وشكل ٦٥) .

ومن دراسة بيانات كميات الأمطار السنوية الساقطة فى منطقة الدراسة وضواحيها خلال الفترة من عام ٨٢ / ٨٣ إلى عام ٩١ / ٩٢ يظهر بجلاء التذبذب الكبير فى كمية المطر بين عام وآخر . ويمكن تمييز اربعة نظم مختلفة لنظام سقوط الأمطار السنوية تتمثل فى الآتى :

ا- سنوات غزيرة المطر (نسبياً) تتراوح كمية المطر السنوى فيها من ٢٠٠ إلى ٣٥٠ ملم وأكثر ، كما حدث فى عامى ٨٢/٨٣ ، ٩١/١٩٩٢ . وقد بلغت كمية المطر فى العام الأول منها ٣١٧ ملم الخت ، و٢٨١ ملم فى شعم ونحو ٢٧٥ ملم فى الدقداقة ونحو ٢٥٦ ملم فى رأس الخيمة (المطار) .

ب- سنوات معتدلة الأمطار وتتراوح كمية المطر السنوى فيها من ١٥٠ إلى ٢٠٠ ملم ، وتمثلها فى منطقة الدراسة سنوات ٨٦/٨٧ ، ٨٨/٨٩ ، ٨٩/ ٩٠ . وفى العام الأول منها كانت محطة شعم هى أغزر المحطات مطراً وسقط فوقها ٢٠٠ ملم ثم تليها محطات مخرج وادى بيح (١٥٨ملم) وإذن (١٥٧ ملم) والبريرات (١٤٨ ملم) .

جـ- سنوات قليلة الأمطار وتتراوح كمية المطر السنوى فيها من ١٠٠ إلى ١٥٠ ملم ويمثلها عامى ٨٨/٨٩ و ٩٠/١٩٩١ .

د- سنوات شحيحة الأمطار جداً وتقل كمية المطر السنوى فيها عن ١٠٠ ملم ومن أمثلتها سنوات ٨٣/ ٨٤ و ٨٤/ ٨٥ و ٨٥/ ٨٦ و ٨٨/ ١٩٨٩ . وكان عام ٨٣/ ٨٤ من أشح السنوات مطراً فى منطقة الدراسة حيث سقط على محطات البريرات ٢١ ملم والدقداقة ٢٢ ملم ورأس الخيمة (المطار) ٢٦ ملم ، ومخرج وادى بيح ٣٧ ملم كما يتضح فى الجدول الآتى :

جدول (٢) كمية المطر السنوي في منطقة رأس الخيمة وضواحيها (ملم)
(خلال الفترة من عام ٨٢/ ١٩٨٣ الى ٩١/ ١٩٩٢)

المحطات	المنسوب (متر)	+٨٣/٨٢	-٨٤/٨٣	-٨٥/٨٤	-٨٦/٨٥	+٨٧/٨٦	+٨٨/٨٧	-٨٩/٨٨	+٩٠/٨٩	-٩١/٩٠	+٩٢/٩١	المعدل السنوي (ملم)
البريرات	٤٥	٢١٦	٢١	٥٧	٢٥	١٤٨	١٧٦	٩٦	١٢٦	٧٧	١٦٤	١١٠ ٦
الدقداقة	١٥	٢٧٥	٢٢	٣٤	٥٤	١٥٢	١٦٢	٨٨	١٧٤	١٠٦	١٩٣	١٢٦, ٠
أذن	١٥٠	٢١٩	٤٠	٣٠	٨٨	١٥٧	٢٢٥	٨٦	١٥٦	٨٤	١٣٣	١٢١, ٨
الخت	٥٠	٣١٧	٢٢	٣٥	٤٢	١٠٩	٢١٥	٦٦	١٢٣	٩٠	١١٦	١١٣, ٠
رأس الخيمة	٣١	٢٥٦	١٥	٢٦	٤١	١٢٩	١٨٠	٣٥	١٤٩	١٢٧	١٨١	١١٣ ٩
شعم	١٥	٢٨١	٥٢	٨٠	٤٦	٢٠٠	٢٣٥	١٠٨	٣٤٧	١٠٨	٣١٦	١٧٧, ٣
مخرج الوادي	٥٦	-	٣٧	٣٥	٤١	١٥٨	١٧٠	٧١	١٩١	٨٠	٢٣٤	١١٣, ٠

+ سنوات غزيرة المطر

- سنوات قليلة المطر

المصدر : وزارة الزراعة والثروة السمكية - دولة الإمارات العربية المتحدة - (البيانات المناخية مجلد ٣ يناير ١٩٩٣) من ص ٣٠٩ إلى ص ٣٢٤) (إعداد الباحث) .

وخلال الفترة من عام ٨٢ / ٨٣ إلى عام ٩١ / ١٩٩٢ إرتفع المعدل

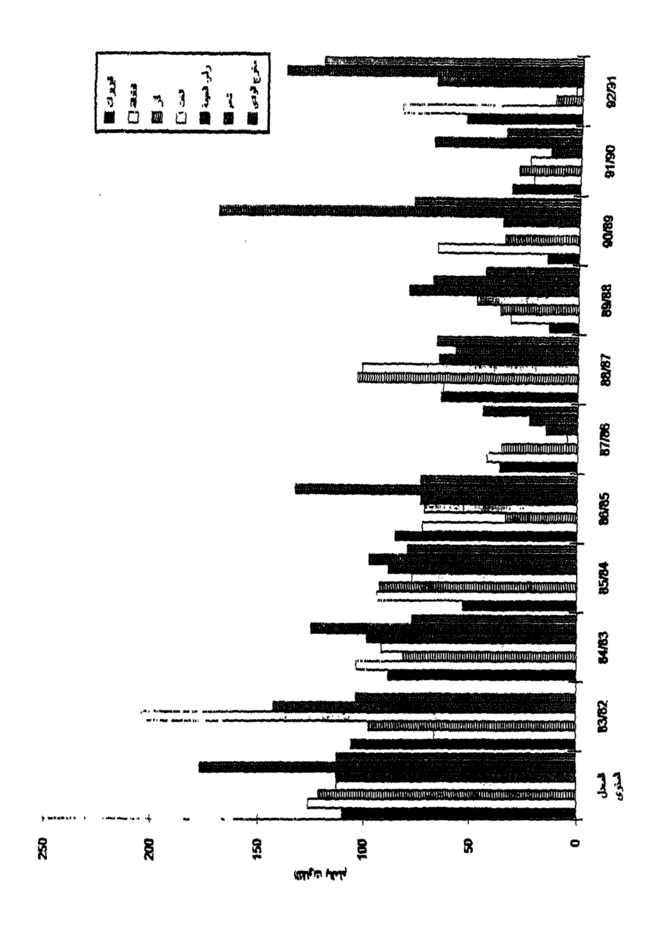
السنوى لكمية المطر فى منطقة الدراسة إلى ١٢٣ ملم ، وبلغ هذا المعدل فى شعم ١٧٧ ملم والدقداقة ١٢٦ ملم وإنخفض إلى ١١٣ ملم فى محطات الخت ورأس الخيمة ومخرج وادى بيح وبلغ ١١٠ ملم فى البريرات .

ومن المتفق عليه بين علماء المناخ بأن كمية المطر السنوى فى الأقاليم الحارة الجافة لا تزيد عادة عن ١٠ بوصات (٢٤٥ ملم) سنوياً . ومن ثم فإن منطقة الدراسة تحتل مركزاً وسطاً بين تلك الأقاليم . فهناك مناطق واسعة من الأقاليم الحارة الجافة تقل فيها كمية الأمطار السنوية عن ١٠ بوصات كما هو الحال فى بعض أجزاء من الصحراء الكبرى وصحراء كلهارى وصحراء أسكاما فى شيلى ، فى حين أن هناك أقاليم أخرى تزيد فيها كمية الأمطار عن ١٠ بوصات ومنها صحارى جنوب غرب الولايات المتحدة الأمريكية

التفاوت أو التغير فى كمية المطر السنوى :

Annual Variability or Dependability, or Reliability of Rainfall

تتميز الأمطار الساقطة فى منطقة الدراسة بتفاوت كميتها تفاوتاً بارزاً وبتذبذبها من عام إلى أخر . ومن دراسة كمية المطر السنوى خلال الفترة من عام ١٩٦٦ إلى عام ١٩٧٩ يتبين أن فترات الجفاف الشحيحة المطر كانت طويلة نسبياً وتمتد طول كل فترة منها إلى ثلاث سنوات متصلة ويفصل بين كل فترة وأخرى سنة تعد متوسطة المطر نسبياً .ويكاد يكون هناك نظام شبه متكرر فى دورات سقوط المطر يتماثل مع النظام المطرى المتكرر الذى لوحظ فى أجزاء من شبه الجزيرة العربية . فأغزر السنوات مطراً خلال هذه الفترة الزمنية السابقة الذكر فى منطقة شرق رأس الخيمة هى سنوات ٦٩ ، ٧٢ ، ١٩٧٧/٧٦ . وكانت السنوات



(شكل ٦٦) التفاوت فى كمية المطر السنوى بالنسبة للمعدل
من عام ٨٢ إلى عام ١٩٩٢

الأخرى التى تقع فيما بينها سنوات شحيحة المطر . وكان عام ١٩٧٦ أغزر هذه السنوات مطراً حيث بلغت كمية المطر السنوى فى البريرات ٢٩٥ ملم والدقداقة ٢٤٠ ملم ، فى حين كان عام ١٩٧٤ أشحها مطراً ، وبلغت كمية الأمطار فى ذلك العام فى البريرات ١٤ ملم وفى الدقداقة ١٢ ملم . وقد كان لقلة كمية الأمطار السنوية الساقطة وشدة تفاوتها وتذبذبها من عام إلى آخر أثره الواضح فى عدم الإعتماد على المطر وحده كمصدر من مصادر الموارد المائية اللازمة للنشاطات البشرية المتنوعة . وأظهرت هذه الظروف الحاجة الملحة لإنشاء سد ضخم فى القسم الأدنى من وادى بيح لحجز المياه الجارية ومنع إنصبابها فى البحر والسبخات المجاورة ، وقد تم إنشاؤه فى عام ١٩٨٢

ومن دراسة بيانات التفاوت فى كمية المطر السنوى (أنظر الجدول الآتى) لمحطات الأرصاد الجوية فى منطقة الدراسة ، ويتضح أن المعدل السنوى لكمية المطر خلال الفترة من عام ٨٢ إلى عام ١٩٩٢ بلغ ١٢٣ ملم. وينحرف معدل كمية المطر السنوى فى جميع المحطات ما عدا محطة شعم إنحرافاً بسيطاً وسلباً عن هذا المعدل . وعلى أساس أن التفاوت أو التغير فى كمية المطر السنوى (ت) يساوى $\frac{ك}{م}$ × ١٠٠ حيث أن ك = كمية المطر السنوى فى سنة معينةوأن م = معدل كمية المطر السنوى (متوسط عدة سنوات) . فقد تبين أن نسبة تفاوت كمية المطر السنوى فى السنوات الغزيرة المطر نسبياً (مثل عام ١٩٨٢) فى محطات البريرات والدقداقة ورأس الخيمة (المطار) كانت ١٩٦٪ و ٢٢٠٪ و ٢٢١٪ على الترتيب فى حين بلغت السنوات الشحيحة المطر (مثل عام ١٩٨٥) فى نفس محطات الأرصاد الجوية السابقة ٢٥٪ و ٤٤٪ و ٣٤٪ على الترتيب ومن ثم يتضح أن نسبة التغير فى كمية المطر تتميز بتفاوتها من عام إلى آخر وهى صفة يتميز بها نظام سقوط الأمطار فى المناطق الحرة الـ

التفاوت فى كمية المطر السنوى بالنسبة للمعدل (من ٨٢ إلى ١٩٩٢)

(+ إنحرافات موجبة ، – إنحرافات سالبة)

المحطات	المعدل السنوي	٨٢/٨٣	٨٣/٨٤	٨٤/٨٥	٨٥/٨٦	٨٦/٨٧	٨٧/٨٨	٨٨/٨٩	٨٩/٩٠	٩٠/٩١	٩١/٩٢	مجموع الانحرافات
البريرات		١٠٦+				٣٧+	٦٥+		١٥+		٥٤+	٢٧٧+
	١١٠		٨٩-	٥٤-	٨٦-			١٤-		٣٢-		٢٧٧-
الدقداقة		٦٧+				٤٣+	٦٤+		٦٧+		٨٤+	٣٢٥+
	١٢٦		١ ٤-	٩٤	٧٣ ·			٣٢ ·		٢٢		٣٢٥ ·
أذن		٩٨+				٣٦+	١ ٤+		٣٥+		١٢+	٢٨٥+
	١٢١		٨٢-	٩٣	٣٤-			٣٧		٢٩-		٢٨٥-
الخت		٢٠٤+					١ ٢+		١٠+		٣+	٣١٩+
	١١٣		٩٢	٧٨ ·	٧٢ ·	٥		٤٨		٢٤		٣١٩-
رأس الخيمه		١٤٣+				١٥+	١٦+		٣٦+	١٤+	٦٨+	٣٤٢+
	١١٣		٩٩ ·	٨٩	٧٤			٨				٣٤٢
شعم		١٠٤+				٢٣+	٥٨+		١٧ +		١٣٩+	٤٩٤+
	١٧٧		١٢٥-	٩٨	١٣٣-			٦٩ ·		٦٩ ·		٤٩٤ ·
مخرج الوادي						٤٥+	٦٧+		٧٨+		١٢١+	٣١١+
	١١٣		٧٨-	٨٠-	٧٤-			٤٤-		٣٥-		٣١١-

المصدر : وزارة الزراعة والثروة السمكية – دولة الإمارات العربية المتحدة – البيانات المناخية مجلد ٣ يناير ١٩٩٣ ومن إعداد الباحث .

ومن دراسة بيانات الأرصاد الجوية (الجدول الآتى وشكل ٦٦) يتبين بأن هناك خمس سنوات تزيد فيها كمية المطر السنوى عن المعدل وخمس سنوات أخرى تعد شحيحة المطر وتقل فيها كمية المطر السنوى عن المعدل . وإذا كانت السنوات ذات الإنحرافات السالبة التى تقل فيها كمية المطر السنوى عن المعدل (خلال الفترة من عام ١٩٦٦ حتى عام ١٩٩٢) يزيد عددها عن تلك ذات الإنحرافات الموجبة ، إلا أن حاصل مجموع الإنحرافات السالبة فى كمية المطر السنوى يساوى حاصل مجموع الإنحرافات الموجبة

ونظراً لصغر مساحة منطقة الدراسة (٤٠ كم٢) فإن التفاوت المكانى فى التوزيع الجغرافى للأمطار السنويه الساقطة يعد محدوداً وإن كانت كمية الأمطار السنوية تميل الى الزيادة فى القسمين الشمالى والشرقى من منطقة الدراسة وتدل كميات الأمطار السنوية التى سجلتها محطات الأرصاد الجويه السبع فى المنطقة خلال الفترة من عام ١٩٨٢ حتى عام ١٩٩٢ على أن محطات شعم والبريرات ومحرج وادى بيح هى أغزر المحطات مطراً فى كل سنوات الرصد الجوى

وقد عنى الكاتب بدراسة التفاوت فى كمية المطر السنوى لما له من تأثير مباشر فى تغذيه الخزانات الجوفية بالمياه وتذبذب مستوى الماء فيها . وتشكيل الخصائص الطبيعية والكيميائية للمياه الجوفية . كما أهتم الباحث بتعيين الإنحراف المعيارى Standard Deviation للأمطار السنوية الساقطة ، حيث انه يُعد من اهم مقاييس التشتت واكثرها إستخداماً ولدخوله فى حساب كثير من المقاييس الإحصائية الأخرى للمطر .

وقد تم حساب الإنحراف المعيارى للمطر وفقاً للمعادلة الأتية :

$$ع^2 = \frac{مجـ (س - سَ)^2}{ن}$$

وتوضح هذه الصيغة كذلك ما يسمى «بالتباين» Variance الذى هو عبارة عن متوسط مربعات إنحرافات القيم عن وسطها الحسابى . وللحصول على مقياس التشتت يكون مقيساً بنفس وحدات المتغير «س» ونأخذ الجذر التربيعى للحصول على الإنحرف المعيارى .

$$ع = \sqrt{\frac{1}{ن} \; مجـ (س - سَ)^2}$$

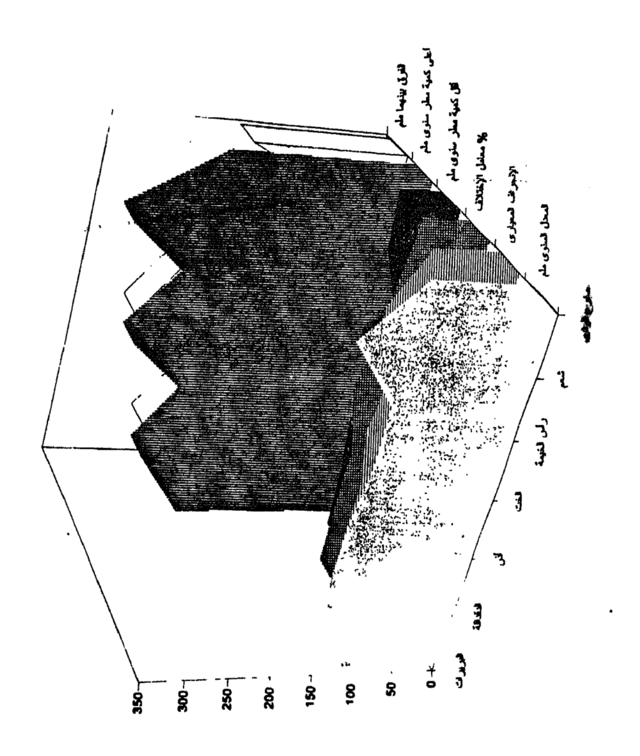
أى أن الإنحراف المعيارى (ع) هو الجذر التربيعى للتباين ($ع^2$) وأن التباين هو عبارة عن متوسط المربعات - مربع المتوسط ويعبر عنه بالمعادلة الآتية :

$$ع = \sqrt{\frac{مجـ س^2}{ن} - \left(\frac{مجـ س}{ن}\right)^2}$$

أما معامل الإختلاف أو التغير Coeffecient of Variation فيعبر عنه بالمعادلة الآتية :

$$معامل التغير = \frac{الإنحراف المعيارى}{المعدل السنوى للمطر} \times 100 = \frac{ع}{س} \times 100$$

وعند حساب معامل الإختلاف أو التغير لمحطات الأرصاد الجوفية فى منطقة الدراسة حسب معدل كمية المطر السنوى (خلال الفترة من عام ٨٢ إلى ١٩٩٢) وعلاقة ذلك بالإنحراف المعيارى للمطر تبين أن هذا المعامل يتراوح من ٥٧ ٪ إلى ٦٣ ٪ فى حين تتراوح نسبته من ٧٠ ٪ إلى ٨٠ ٪ فى كل من محطتى رأس الخيمة (المطار) والخت على التوالى . وباستخدام الحاسب الآلى تم الحصول على النتائج الخاصة بالإنحراف المعيارى ومعامل الإختلاف والتباين (شكل ٦٧) ويتضح ذلك فى الجدول الآتى :



(شكل ٦٧) الإنحراف المعيارى ومعامل الإختلاف فى قيم بيانات محطات الأرصاد الجوية بمنطقة الدراسة خلال الفترة من عام ١٩٨٢ إلى عام ١٩٩٢ .

جدول يبين الإنحراف المعياري ومعامل الإختلاف ، والتباين في قيم بيانات

محطات الأرصاد الجوية بمنطقة الدراسة خلال الفترة من عام ٨٢ – ١٩٩٢ .

المحطات	المعدل السنوي ملم	الانحراف المعياري	معامل الاختلاف ٪	التباين	أقل كمية مطر سنوي ملم	أعلى كمية مطر سنوي ملم	الفرق بينهما (ملم)
البريرات	١١٠,٦	٦٦,٢	٦٠	٤٣٨٢	٢١	٢١٦	١٩٥
الدقداقة	١٢٦,٠	٧٩,٧	٦٠	٦٤٦٣	٢٢	٢٧٥	٢٥٣
أذن	١٢١,٨	٧٦,٩	٥٨	٤٦٢٢	٣٠	٢٢٥	١٩٥
الخت	١١٣,٠	٩٠,٨	٧٩	٨٢٥٤	٢٢	٣١٧	٢٩٥
رأس الخيمة	١١٣,٩	٨١,٤	٧١	٦٦٣٨	١٥	٢٥٦	٢٤١
شعم	١٧٧,٣	١١٢,٨	٦٣	١٢٧٣٨	٤٦	٣٤٧	٣١
مخرج الوادي	١١٣,٠	٧٥,٧	٥٧	٥٧٣٧	٣٥	٢٣٤	١٩٩

ويتضح من دراسة هذا الجدول أن قيم الإنحراف المعياري للأمطار تعد عالية جداً إذ تزيد عن ٦٦,٢ . وتزداد هذه القيم في محطات الأرصاد الجوية الغزيرة المطر ، وتقل في تلك المحطات القليلة المطر سنوياً ، فيبلغ المعدل السنوي للأمطار في شعم ١٧٧,٣ ملم ويصل الإنحراف المعياري إلى ١١٢,٨ بينما في الدقداقة (معدل كمية المطر السنوي ١٢٦ملم) يصل الإنحراف المعياري إلى ٧٩,٧ وفي البريرات (معدل كمية المطر السنوي ١١٠ ملم) يصل إلى ٦٦,٢ . ويظهر التفاوت في كمية المطر السنوي واضحاً عند دراسة البيانات الخاصة بأعلى كمية مطر سنوي وأقلها والفرق بينهما لمحطات الأرصاد الجوية في منطقة الدراسة وتميل الزيادة في الفرق

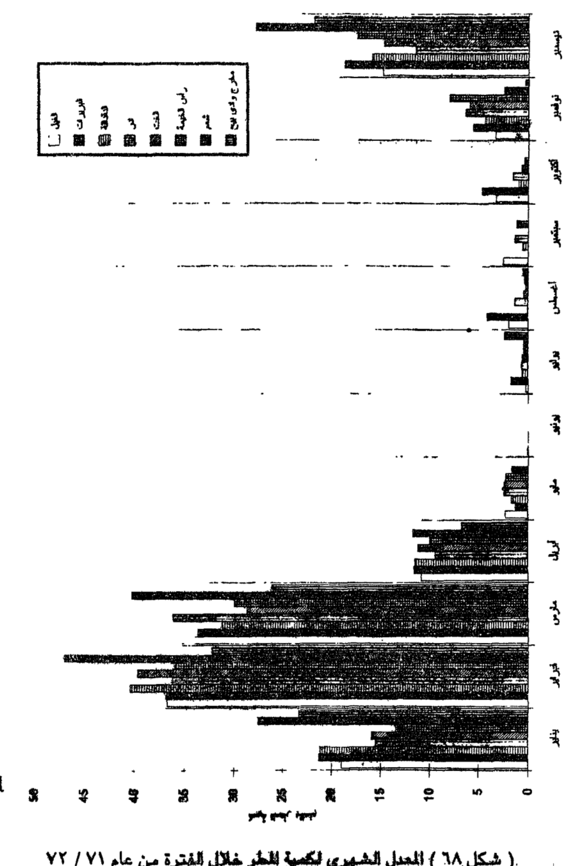
بينهما على التفاوت الكبير فى كمية المطر السنوى . ففى الخت يبلغ الفرق بين أعلى كمية مطر وأقلها فى السجلات المطرية حوالى ٢٩٥ ملم ومعامل الإختلاف ٧٩٪ وفى البريرات ١٩٥ ملم ومعامل الإختلاف ٦٠٪ وفى راس الخيمة ٢٤١ ملم ومعامل الإختلاف ٧١٪ . ويعكس الإنحراف المعيارى للأمطار مدى التغير أو التفاوت فى كمية المطر الساقطة من عام إلى أخر لإرتباطه بمعدل المطر السنوى ، ومع ذلك لا يظهر قيمة مدى التباين المكانى للأمطار الساقطة . وبإستخدام الحاسب الآلى يمكن حساب التكرار النسبى للأمطار السنوية .

التفاوت فى كمية المطر الشهرى :

من دراسة بيانات الأرصاد الجوية لكميات الأمطار الساقطة فى منطقة الدراسة خلال فترة زمنية تمتد لنحو عشرين عاماً من عام ١٩٧١ إلى عام ١٩٩٢/٩١ يتبين أن سقوط الأمطار يتركز فى أشهر معدودات من السنة، وخاصة فيما بين شهر ديسمبر حتى نهاية شهر ابريل . وقد بلغ المعدل الفصلى لكمية الأمطار الساقطة فى هذه الأشهر الخمسة ١١٨,٧ ملم أى ما تصل نسبته إلى ٩٢.٢٪ من إجمالى معدل كمية المطر السنوى .

كما تبين كذلك أن شهر فبراير هو أغزر الشهور مطراً فى منطقة الدراسة . وقد بلغ المعدل الشهرى لهذا الشهر فى شعم ٤٧,١ ملم والدقداقة ٤٠,٥ ملم والخت ٣٩,٨ ملم والبريرات ٣٦,٩ ملم ، فى حين كان المعدل الشهرى العام لمحطات منطقة الدراسة خلال هذا الشهر ٣٨,٢ ملم . وتمثل أمطار شهر فبراير نحو ٢٩,٦٪ من إجمالى معدل كمية المطر السنوى (شكل ٦٨) .

ويحتل شهر مارس المرتبة الثانية من حيث معدل كمية المطر الشهرى فى منطقة الدراسة حيث كان نصيبه ٣٢,٧ ملم (٢٥,٤٪) ثم يأتى بعده شهر يناير (١٥,٣٪) وديسمبر ١٣,٨٪) وابريل (٨,١٪) . أما خلال فصل الصيف وبقية الأشهر الأخرى الممتدة من بداية مايو حتى نهاية نوفمبر فلا يمثل معدل كمية المطر السنوى الساقطة فيها أكثر من ٧,٨٪ من إجمالى كمية المطر السنوى (انظر الجدول) .



(شكل ٦٨) المعدل الشهرى لكمية المطر خلال الفترة من عام ٧١ / ٧٢

إلى عام ٩١/٩٢ فى منطقة رأس الخيمة وضواحيها (ملم) .

جدول يبين المعدل الشهري لكمية المطر في بعض محطات الأرصاد الجوية في منطقة الدراسة (خلال الفترة من ١٩٧١ إلى ١٩٩٢/٩١ ملم).

المحطات	يناير	فبراير	مارس	ابريل	مايو	يونيو	يوليو	اغسطس	سبتمبر	اكتوبر	نوفمبر	ديسمبر	المعدل السنوي
الغيل	١٩,٠	٣٦,٨	٣٥,٣	١٠,٩	٢,٣	٠,١	٠,٣	٢,٠	٢,٥	٣,٢	٣,٣	١٤,٨	١٣٥,٥
البريرات	٢١,٣	٣٦,٩	٣٢,٧	١١,٦	١,٣	-	١,٨	٤,٢	-	٤,٧	٥,٦	١٨,٧	١٣٨,٦
الدقداقة	٢١,٢	٤٠,٥	٣١,٣	١١,٥	١,٧	-	٠,٦	٠,١	٠,٦	١,٠	٤,٤	١٥,٩	١٢٢,١
أذن	١٥,٥	٣٦,٣	٣٦,٢	٩,٥	٢,٤	-	٠,٧	١,٤	١,٤	١,٦	٦,٤	١١,٥	١٣٢,٥
الحث	١٥,٩	٣٩,٨	٢٨,٧	١١,٢	٢,٤		٠,٦	٠,٥	-	٠,٧	٦,٠	١٤,٧	١٢٧,٤
رأس الخيمة المطار (٧٦-٩٢)	١٣,٥	٣٦,٠	٣٠,٠	١٠,٠	٢,٣	-	٠,٥	٠,٣	١,٢	٠,٤	٨,٠	١٧,٤	١١٩,٧
شعم	٢٧,٥	٤٧,١	٤٠,٣	١١,٧	١,٧	-	٠,٥	٠,٤	-	-	٢,٥	٢٧,٨	١٦٤,٦
مخرج وادي بيح (٨٣-٩٢)	٢٣,٤	٣٤,٣	٢٦,٢	٦,٨			٢,٤	٠,٦			٠,٤	٢١,٨	١١٣,٥
المجموع الكلي	١٥٧,٣	٣٠٥,٧	٢٦١,٧	٨٣,٢	١٤,١	٠,١	٧,٤	٩,٥	٥,٧	١١,٦	٣٧,١	١٤٢,٦	١٠٠,٤
المعدل الشهري	١٩,٦	٣٨,٢	٣٢,٧	١٠,٤	١,٧	٠,٠١	٠,٩	١,١	٠,٧	١,٤	٤,٦	١٧,٨	١٢٩,٢
النسبة المئوية	٪١٥,٢	٢٩,٦	٢٥,٤	٨,١	١,٣	-	٠,٧	٠,٨	٠,٥	١	٢,٥	١٣,٨	٪١٠٠

المصدر : وزارة الزراعة والثروة السمكية - دولة الإمارات العربية المتحدة - البيانات المناخية مجلد ٣ - (١٩٩٢) من إعداد الباحث إعتماداً على البيانات من ص ٢٨١ إلى ص ٤٣٣ .

ويعزى أسباب سقوط الأمطار الشتوية إلى تأثير فعل الإنخفاضات الجوية Depressions التى تصاحب الرياح العكسية وتنساب من الغرب إلى الشرق في حوض البحر المتوسط . وعندما تنفلت بعض الإنخفاضات الجوية وتخرج عن مسالكها المألوفة فى العروض شبه المعتدلة ، وبحيث تسمح لها الظروف الطقسية بتمركز جبهاتها الخلفية الباردة فوق القسم الشمالى من الجزيرة العربية أو فوق مياه الخليج العربى ، سرعان ما تضطرب حالة الطقس وتتراكم السحب وتقل الرؤية وتنخفض درجة حرارة الهواء ، وتتعرض أجزاء مختلفة من الأراضى الشرقية من دولة الإمارات العربية المتحدة (ومنها منطقة الدراسة) لهطول الأمطار الفجائية الغزيرة .

اما سقوط الأمطار صيفاً وعند بداية فصل الخريف فوق منطقة الدراسة وأراضى دولة الإمارات العربية المتحدة عامة (وكما تظهر بيانات الأرصاد الجوية حدوث دورة ثانوية لنظام المطر المتكرر بحيث يكاد يسقط فيها المطر الخريفى بغزارة مرة كل ثلاث سنوات) فإن مرجعه ينحصر فى عاملين رئيسيين هما :

١- إن معظم كميات المطر الخريفى الساقطة تعزى إلى تأثير الرياح الموسمية الجنوبية الآتية من المحيط الهندى والرياح الموسمية الجنوبية الغربية الآتية من قلب القارة الأفريقية والتى تتجه صوب أراضى اليمن وجنوب شبه الجزيرة العربى . وتسقط هده الرياح أمطاراً فوق مرتفعات اليمن ثم قد يتعرض ما يتبقى ما فيها من رطوبة لعمليات التكاثف وذلك عند عبورها السلاسل الجبلية الشرقية الشميلية فى دولة الإمارات العربية المتحدة . وتسهم مرتفعات رؤوس الجبال فى حدوث عمليات التكاثف فى هواء التيارات الموسمية الخريفية وسقوط الأمطار الخريفية فوق منطقة الدراسة .

٢- يعزي كذلك سقوط بعض كميات الأمطار الصيفية والخريفية فوق منطقة الدراسة إلى حدوث الأمطار الإنقلابية (التصاعدية) Convectional

وقبيل الهطول اليومى للأمطار التصاعدية تتميز درجة حرارة هواء منطقة الدراسة بإرتفاعها النسبى (قد تصل أحياناً إلى اكثر من ٤٠ْم) ، وقد يصاحب حدوث العواصف الرملية أثناء النهار وصعود الهواء الساخن إلى أعلى . وفى طبقة التروبوسفير على إرتفاع ١٠,٠٠٠ متر يتعرض بخار الماء الصاعد إلى أعلى لعمليات التكاثف وتتكون سحب المزن الركامى التى هى فى نفس الوقت عبارة عن مولد كهربائى ثابت ولها القدرة على تكوين بلايين من وحدات الجهد الكهربائى خلال وقت قصير جداً . وعند إنقسام ذرات مياه الأمطار تكتسب الذرات المنفصلة شحنات موجبة فى حين تبقى الذرات المائية الأصلية بشحناتها السالبة . وعند صعود الهواء الساخن الرطب إلى أعلى يحمل معه الشحنات الموجبة إلى أعالى سحب المزن الركامى وتصطدم الشحنات الموجبة مع الأخرى السالبة وتتكون شرارات كهربائية ومن ثم يصاحب هذه الأمطار التصاعدية عادة حدوث عواصف الرعد والبرق.

الهطول اليومى للمطر :

من أهم مميزات الهطول اليومى للأمطار فى منطقة الدراسة خاصة وبقية أراضى دولة الإمارات عامة هو هطولها الفجائى . كما يتركز سقوط الأمطار فى أيام معدودات من السنة . ويعزى ذلك إلى إرتباط سقوط الأمطار بعمليات التكاثف التى تحدث على طول نطاق الجبهة الخلفية الباردة فى الإنخفاضات الجوية الشتوية وإلى حدوث الأمطار الإنقلابية الصيفية كما سبقت الإشارة من قبل . ومن دراسات بيانات أعلى كمية مطر يومى وعدد الأيام الممطرة سنوياً فى محطات الدقداقة والبريرات ورأس الخيمة (المطار) خلال الفترة من عام ١٩٨٢ إلى عام ١٩٩٢ ، يتضح بأنه فى السنوات الشحيحة الأمطار (مثل عام ٨٤ ، وعام ١٩٨٥) فلا تزيد عدد الأيام الممطرة عن خمسة أيام فقط فى السنة . وقد كان عدد الأيام الممطرة فى االدقداقة عام ١٩٨٢ أربعة وعشرين يوماً ، وإنخفضت إلى ٤ أيام فقط عام ١٩٨٤ وإلى ٣ أيام عام ١٩٨٥ وإلى ٤ أيام عام ١٩٨٦ . وتتكرر نفس الظاهرة فى كل من محطتى البريرات ورأس الخيمة فى

منطقة الدراسة . (أنظر الجدول الآتى) .

وإلى جانب تميز نظام سقوط الأمطار فى منطقة الدراسة بنظامه الفصلى وتركزه فى أشهر معينة ، وزيادة حدته فى أيام معدودات من السنة ، فإنه يتميز كذلك بهطول المطر وشدة كثافته فى سويعات محدودة جداً خلال اليوم الواحد . ومن ثم فإن درجة هطول أو إنهمار المطر Rainfall Intensity تعد عالية جداً ، وهى خاصية تميز الأمطار الفجائية التى تحدث فى المناطق الحارة الجافة.

ومن دراسة الجدول يتضح أنه فى يوم واحد من أيام شهر يناير عام ١٩٨٣ (وخلال ثلاث ساعات فقط) بلغت كمية المطر اليومى فوق الدقداقة ١٢ ملم أى نحو ٥٤,٥٪ من كمية المطر السنوى ، وفى نفس ذلك اليوم بلغت كمية المطر اليومى فى البريرات ٤,٦ ملم (٢٢٪ من كمية المطر السنوى) وفى رأس الخيمة ٨ ملم (٥,٣٣٪ من كمية المطر السنوى) .

وقد بلغت أعلى كمية مطر يومى خلال شهر فبراير عام ١٩٩٠ ، فوق الدقداقة ٦٧,٦ ملم (٦٣,٦٪ من كمية المطر السنوى) ، وقد سقطت هذه الكمية خلال أربع ساعات أى بدرجة هطول أو إنهمار تصل إلى ١٧ ملم/الساعة . وفى نفس ذلك اليوم من شهر فبراير عام ١٩٩٠ سقط فوق البريرات فى ثلاث ساعات نحو ٥١,٦ ملم (٦٧٪ من كمية المطر السنوى) وبدرجة هطول أو إنهمار تصل إلى ١٧ ملم/ الساعة ، وفوق رأس الخيمة (المطار) ٥٣,٥٪ (٤٢,١٪ من كمية المطر السنوى) وبدرجة إنهمار تصل إلى ١٩ ملم / الساعة .

وخلال الفترة من ١١ إلى ١٤ مارس ١٩٩٥ تعرضت أراضى دولة الإمارات العربية المتحدة لهطول أمطار غزيرة . فقد بلغت كمية الأمطار خلال هذه الأيام الأربعة فى شعم ، ١١٦ ملم ورأس الخيمة (المطار) ٥١ ملم والدقداقة ٥٥,٥ ملم والخت ٤٨,٢ ملم والغيل ٥٣,٥ ملم وأذن ٦١,٤ ملم والبريرات ٣٧,١ ملم . وتجمعت مياه الأمطار خلف السدود والخزانات

جدول يوضح أعلى كمية مطر يومى وعدد الأيام المطرة سنوياً وكمية المطر السنوى فى بعض محطات الأرصاد الجوية بمنطقة الدراسة (من عام ٨٢ إلى عام ١٩٩١) .

سنة الرصد	البيانات	الدقداقة	البريرات	رأس الخيمة (المطار)
١٩٨٢	- كمية المطر السنوي (ملم)	٢٧٥	٢١٦	٢٥٦
	- أعلى كمية مطر يومي (ملم)	٥٤	٥٣, ٣	٧٠, ٠
	- أغزر الشهور مطراً	مارس	مارس	مارس
	- نسبة المطر اليومي الى اجمالي المطر السنوي	١٦, ٣٪	٢٤, ٦٪	٢٧, ٣٪
	- عدد الأيام الممطرة في السنة	٢٤	٢٢	١٩
١٩٨٣	- كمية المطر السنوي (ملم)	٢٢	٢١	١٥
	- أعلى كمية مطر يومي (ملم)	١٢	٤, ٦	٨, ٠
	- أغزر الشهور مطراً	يناير	يناير	يناير
	- نسبة المطر اليومي الى اجمالي المطر السنوي	٥٤, ٥٪	٢٢٪	٥٣, ٢٪
	- عدد الأيام الممطرة في السنة	١٢	١١	١٤
١٩٨٤	- كمية المطر السنوي (ملم)	٣٤	٥٧	٢٦
	- أعلى كمية مطر يومي (ملم)	٦, ٤	٣٢, ٨	٨, ٨
	- أغزر الشهور مطراً	ديسمبر	ديسمبر	ديسمبر
	- نسبة المطر اليومي الى اجمالي المطر السنوي	١٨, ٨٪	٥٧, ٥٪	٣٣, ٨٪
	- عدد الأيام الممطرة في السنة	٤	٥	٤
١٩٨٥	- كمية المطر السنوي (ملم)	٥٤	٢٥	٤١
	- أعلى كمية مطر يومي (ملم)	٧, ٤	٩, ٦	٤, ٧
	- أغزر الشهور مطراً	ديسمبر	يناير	يناير
	- نسبة المطر اليومي الى اجمالي المطر السنوي	١٣, ٧٪	٣٨, ٤٪	١١, ٤٪
	- عدد الأيام الممطرة في السنة	٣	٤	٣

تابع الجدول السابق

سنة الرصد	البيانات	الدقداقة	البريرات	رأس الخيمة (المطار)
١٩٨٦	- كمية المطر السنوي (ملم)	١٥٢	١٤٨	١٢٩
	- أعلى كمية مطر يومي (ملم)	١٦, ٤	٢١, ٤	١٣, ٦
	- أغزر الشهور مطراً	ديسمبر	ديسمبر	ديسمبر
	- نسبة المطر اليومي الى اجمالي المطر السنوي	٪١٠, ٧	٪١٤, ٤	٪١٠, ٥
	- عدد الأيام الممطرة في السنة	٤	٣	٦
١٩٨٧	- كمية المطر السنوي (ملم)	١٦٢	١٧٦	١٨٠
	- أعلى كمية مطر يومي (ملم)	٣٤, ٦	٢٩, ٢	٣٦, ٢
	- أغزر الشهور مطراً	مارس	مارس	مارس
	- نسبة المطر اليومي الى اجمالي المطر السنوي	٪٢١, ٣٠	١٦, ٣	٪٢٠
	- عدد الأيام الممطرة في السنة	٧	٨	٧
١٩٨٨	- كمية المطر السنوي (ملم)	٨٨	٩٦	٣٥
	- أعلى كمية مطر يومي (ملم)	٤٣, ٨	٦٠, ٠	٢٥, ٠
	- أغزر الشهور مطراً	فبراير	فبراير	فبراير
	- نسبة المطر اليومي الى اجمالي المطر السنوي	٪٤٩, ٧	٪٦٢, ٥	٪٧١
	- عدد الأيام الممطرة في السنة	٨	٩	١١
١٩٨٩	- كمية المطر السنوي (ملم)	١٧٤	١٢٦	١٤٩
	- أعلى كمية مطر يومي (ملم)	٣٣, ٦	٥٣, ٤	١٩, ٣
	- أغزر الشهور مطراً	مارس	مارس	ديسمبر
	- نسبة المطر اليومي الى اجمالي المطر السنوي	٪١٩, ٣	٪٤٢, ٣	٪١٢, ٩
	- عدد الأيام الممطرة في السنة	١٠	٧	١٠
سنة الرصد	البيانات	الدقداقة	البريرات	رأس الخيمة (المطار)
١٩٩٠	- كمية المطر السنوي (ملم)	١٠٦	٧٧	١٢٧
	- أعلى كمية مطر يومي (ملم)	٦٧,٦	٥١, ٦	٥٣, ٥
	- أغزر الشهور مطراً	فبراير	فبراير	فبراير
	- نسبة المطر اليومي الى اجمالي المطر السنوي	٪٦٣, ٧	٪٦٧	٪٤٢, ١
	- عدد الأيام الممطرة في السنة	٤	٦	٧
١٩٩١	- كمية المطر السنوي (ملم)	١٩٣	١٦٤	١٨١
	- أعلى كمية مطر يومي (ملم)	٣٢, ٦	١٨, ٨	٣٢, ٠
	- أغزر الشهور مطراً	مارس	مارس	مارس
	- نسبة المطر اليومي الى اجمالي المطر السنوي	٪١١, ٧	٪١١, ٤	٪١٧, ٦
	- عدد الأيام الممطرة في السنة	١٤	١١	١٢

المصدر : وزارة الزراعة والثروة السمكية - دولة الإمارات العربية المتحدة - البيانات المناخية .
المجلد ٣ عام ١٩٩٣ من ص ١٥ إلى ص ٣٢٦ (بيانات الجدول من إعداد الباحث من كل هذه الصفحات) .

المصدر : وزارة الزراعة والثروة السمكية - دولة الإمارات العربية المتحدة - البيانات المناخية مجلد عام (١٩٩٣) ص ١٥ إلى ص ٣٢٦ .

المائية المقامة على بعض الأودية شبه الجافة فى الدولة . ووفقاً لتقرير وزارة الزراعة والثروة السمكية ، بلغ حجم المياه المتجمعة خلف السدود خلال هذه الأيام الأربعة أكثر من ١٢ مليون م٣ . وفى منطقة الدراسة وصل إرتفاع المياه المتجمعة خلف سد وادى بيح ستة أمتار وقدرت كميتها بأكثر من خمسة ملايين م٣ .

إحتمالات سقوط الأمطار فى منطقة الدراسة Probability of Rainfall

دراسة إحتمالات سقوط الأمطار هو من الموضوعات المهمة بالنسبة لمنطقة الدراسة خاصة وفى دولة الإمارات العربية المتحدة عامة ذلك لأن كمية المطر السنوى تؤثر فى منسوب المياه الجوفية سلباً وإيجاباً وفى تغذية الخزانات المائية الجوفية وفى الخصائص الطبيعية والكيميائية لمياهها وفى الميزانية الهيدرولوجية للأودية . ومن ثم فإنه عند التخطيط لإستراتيجية الموارد المائية وتنميتها فى منطقة الدراسة يحسن التعرف على نظام تكرار سقوط كميات الأمطار السنوية ، وأعلى كمية مطر يومى فى السنة وتقدير فترات الرجوع Return Period وإحتمالية كل من التجاوز Exceedence Probability ونظام حدوث الأمطار السنوية القادمة . ويقصد هنا بفترة الرجوع متوسط المدة الزمنية بين سقوط كمية معينة من الأمطار وسقوط كمية مماثلة لها أو أكبر منها أما الإحتمالية فتشير إلى إحتمال سقوط كمية معينة من المطر أو كمية أكبر منها وعلى الرغم من أن نظرية الإحتمالات تتضمن معادلات إحصائية دقيقة . إلا أنه يعتمد تماماً على مؤشراتها وذلك نظراً لقصر طول الفترة الزمنية للسجلات المطرية (أقل من ٣٥ عاماً) لكثير من محطات الأرصاد الجوية فى دولة الإمارات العربية المتحدة .

وقد قام هالكرو Halcrow بحساب إحتمالات أعلى كميات مطر يومى فى السنة ، وحساب فترات الرجوع خلال الفترة من عام ١٩٥١ إلى عام ١٩٦٧ فى منطقة الشارقة . وأوضح هالكرو بأن كمية المطر اليومى التى تبلغ ٢٨,٢ ملم تحدث مرة واحدة كل سنتين على الأقل . وتلك التى تبلغ

٥٩,٦ ملم تحدث مرةواحدة كل أربع سنوات ، أما كمية المطر اليومى التى تزيد على ٧٥ ملم فهذه تحدث مرة واحدة كل ١٠ سنوات .

وفى هذه الدراسة إستخدم الباحث الإسلوب الذى إتبعه كل من Viess-man, 1977, Chow etal,1988 ومحمد الصالح ١٩٩٥ عند حساب فترة الرجوع وإحتمالية التجاوز للأمطار السنوية ولأعلى كمية أمطار يومين فى السنه فى منطقة الدراسة خلال الفترة من عام ١٩٨٢ إلى عام ١٩٩٢ وذلك بتطبيق المعادلتين الآتيتين :

$$T= \frac{(n+1)}{m}$$

$$P= \frac{1}{T} \quad or \quad \frac{m}{(n+1)}$$

حيث انT= فترة الرجوع بالسنين

n.= عدد سنوات التسجيل

m.= رتبة المطر

p.= إحتمالية التجاور .

وقد تم حساب إحتمالية حدوث الأمطار السنوية وأعلى كمية أمطار يومية فى السنة ، خلال السنوات القادمة بتطبيق المعادلة الآتية :

$$q= 1 \; (1 -p)N$$

حيث أن :

q.= إحتمالية حدوث الأمطار السنوية .

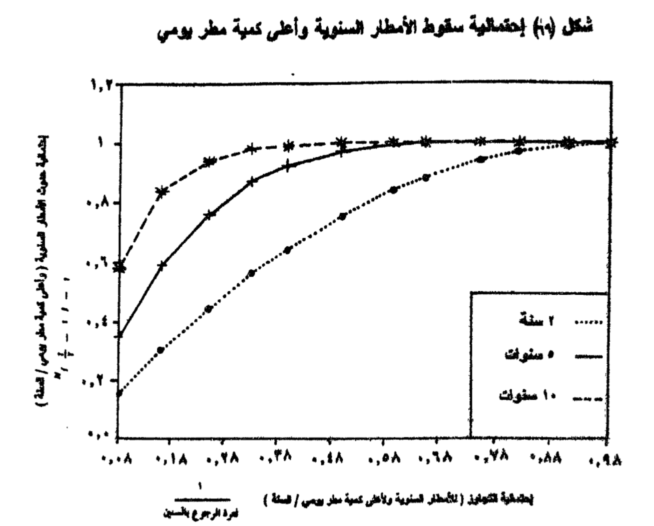
(أو أعلى كمية مطر يومى فى السنة خلال السنوات القادمة)

p.= إحتمالات التجاوز .

N.= عدد سنوات التسجيل .

وبتطبيق هذه المعادلات على بيانات الأرصاد الجوية لمحطات الدقداقة

والبريرات ورأس الخيمة (المطار) فى منطقة الدراسة خلال الفترة من عام ١٩٨٢ إلى عام ١٩٩٢ تم حساب فترة الرجوع للأمطار السنوية ولأعلى كمية مطر يومى - بالسنين - كذلك حساب إحتمالية التجاوز ، والإحتمالية لفترة سنتين ، وخمس سنوات وعشر سنوات بإستخدام الحاسب الآلى ، ويتضح نتائج ذلك فى بيانات الجدول الآتى و(شكل ٦٩) .



(شكل ٦٩) إحتمالية سقوط الأمطار السنوية وأعلى كمية مطر يومى .

جدول يوضح إحتمالية تساقط كميات الأمطار السنوية ، وأعلى كمية امطار يومية فى السنة خلال السنوات القادمة فى منطقة الدراسة (على أساس بيانات معدلات كميات الأمطار خلال الفترة من عام ٨٢ إلى عام ١٩٩٢ ملم والمرتبة تنازلياً) .

الدقداقة		البريرات		رأس الخيمة		فترات الرجوع والاحتمالية لسقوط الامطار					
كمية المطر السنوي	اعلى كمية مطر يومي	كمية المطر السنوي	اعلى كمية مطر يومي	كمية المطر السنوي	اعلى كمية مطر يومي	الرتبة m	فترات الرجوع بالنسبة T	احتمالية التجاوز P	الاحتمالية لفترة ستين	الاحتمالية لفترة ٥سنوات	الاحتمالية لفترة ١٠سنوات
٢٧٥	٦٧, ٦	٢١٦	٦٠, ٠	٢٥٦	٧٥, ٠	١	١٢	٠, ٠٨٣	٠, ١٥٩	٠, ٣٥	٠, ٥٨
٢١٥	٥٤, ٢	١٩٣	٥٣, ٤	٢٠٥	٧٠, ١	٢	٦	٠, ١٦٦	٠, ٣٠٠	٠, ٦٠	٠, ٨٤
١٩٣	٤٣, ٨	١٧٦	٥٣و٣	١٨١	٥٣, ٥	٣	٤	٠, ٢٥٠	٠, ٤٤٠	٠, ٧٦	٠, ٩٤
١٧٤	٣٤, ٦	١٦٤	٥١, ٦	١٨٠	٣٦, ٢	٤	٣	٠, ٣٣٣	٠, ٥٦٠	٠, ٨٧	٠, ٩٨
١٦٢	٣٣, ٦	١٤٨	٣٢, ٨	١٤٩	٣٢, ٠	٥	٢, ٤	٠, ٤٠٠	٠, ٦٤٠	٠, ٩٢	٠, ٩٩
١٥٢	٢٤, ٨	١٢٦	٢٩, ٢	١٢٩	٣١, ٦	٦	٢, ٠	٠, ٥٠٠	٠, ٧٥٠	٠, ٩٧	٠, ٩٩٩
١٠٦	٢٢, ٦	٩٦	٢١, ٤	١٢٧	١٩, ٣	٧	١, ٧	٠, ٦٠٠	٠, ٨٤٠	٠, ٩٩	١
٨٨	١٦, ٤	٧٧	٢٠, ٤	٤١	١٣, ٦	٨	١, ٥	٠, ٦٦٠	٠, ٨٨	١, ٠	١
٥٤	٧, ٤	٥٧	١٨, ٨	٣٥	٨, ٧	٩	١, ٣	٠, ٧٦٠	٠, ٩٤	١	١
٣٤	٦, ٤	٢٥	٩, ٦	٢٦	٤, ٧	١٠	١, ٢	٠, ٨٣٠	٠, ٩٧	١	١
٢٢	٣, ١	٢١	٤, ٦	١٥	٢, ٨	١١	١, ٠٩	٠, ٩٢٠	٠, ٩٩	١	١

وتظهر نتائج هذا الجدول فى منحنيات (شكل ٦٩) الذى تم إنشاؤه بإستخدام الحاسب الآلى . وتوضح هذه المنحنيات إحتمالية سقوط كمية الأمطار السنوية وأعلى كمية أمطار يومية خلال سنتين وخمس سنوات وعشر سنوات ، ويتضح منه كذلك بأن إحتمالية التجاوز للسنوات المختلفة تتلاقى فى نقطة واحدة عند رقم الواحد الصحيح .

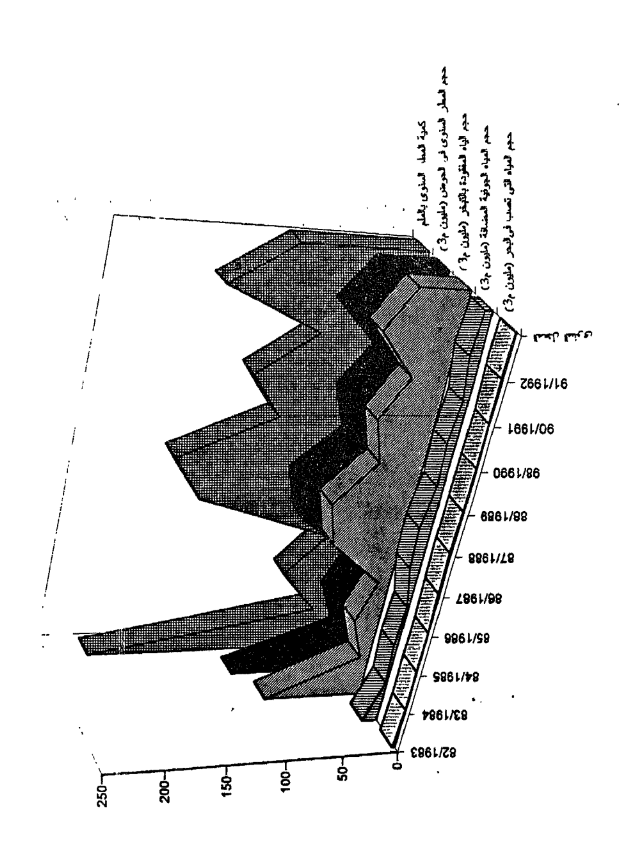
ومن دراسة الإتجاهات العامة للأمطار السنوية فى منطقة الدراسة يتبين أنها تتميز بالتغير والتذبذب الكبيرين من عام إلى آخر ، ويعزى ذلك إلى وقوع منطقة الدراسة فى نطاق هامشى بين الأقاليم المعتدلة شمالاً والأقاليم الصحراوية الحارة الجافة جنوباً و ومن ثم فإن الأمطار الساقطة هنا ترجع أساساً إلى ظروف الضغط الجوى المحلى وأثر ذلك فى تغيرات مسالك الإنخفاضات الجوية شتاء وحدوث الأمطار التصاعدية صيفاً . كما أن لكل من العوامل الأخرى مثل إختلاف المناسيب وإمتداد الحوائط الجبلية التى تصطدم بها الرياح الرطبة ، ومساحة الأحزمة الشجيرية الخضراء وزيادة نسبة التلوث الجوى ، وإرتفاع ثانى أكسيد الكربون وأول أكسيد الكبريت فى الهواء ، دوراً مهماً فى تغير كمية المطر الساقطة من عام إلى آخر وفى تشكيل الميزانية الهيدرولوجية لمنطقة وادى بيح (شكل ٧٠) .

نشأة الأمطار :

يحدث أحياناً أن يرتفع الهواء الرطب الصاعد فى الجو إلى ما فوق مستوى التكاثف Condensation Level وقد يؤدى ذلك إلى تكوين السحب فى نفس الوقت الذى لا تسقط فيه الأمطار . وقد سبقت الإشارة من قبل إلى أن عملية التكاثف لا ترتبط فقط بضرورة إرتفاع الرطوبة النسبية فى الهواء إلى ١٠٠٪ ولكن ينبغى أن تتوفر فى هذا الهواء نويات التكاثف المجهرية والسحب ماهى إلا كتلاً متجمعة من بخار الماء تسبح معلقة فى الهواء [١] .

---

(1) a- Gressewil, P.K. " Physical Geography ", Longman. 4th edi, (1972) p.30.
b- Trewartha, G.T., " An Introduction to climate;N.Y. (1954)p.134.



(شكل ٧٠) الميزانية الهيدرولوجية لمنطقة وادى بيح .

وطالما أن قطيرات الماء فى السحب لم تزد فى وزنها ، فإنها لا تتعرض للتساقط وتظل مستقرة ومعلقة فى الهواء . أما إذا كبر حجم قطيرات الماء وزاد وزنها تبعاً لتجمعها حول نوايات التكاثف المجهرية فى الهواء ، فيصبح من الصعب أن يحملها الهواء وتتعرض فى هذه الحالة للسقوط وقد تصل إلى سطح الأرض على شكل مطر . وتتلخص آراء الباحثين حول أسباب سقوط الأمطار من السحب فى أنها ترجع أساساً إلى عدم إستقرار مكونات السحب Cloud Instability نتيجة لوجود قطيرات الماء وبلورات الثلج معلقة فى الهواء عند درجة حرارة ٣٢ْف . وينتج عن صعود الهواء الساخن الرطب وإنخفاض درجة حرارته إلى ما دون نقطة الندى تعرض جزء من بخار الماء فيه لعمليات التكاثف والتسام . ويزداد حجم قطرات الماء وبلورات الثلج بالتدريج بحيث لا يمكن أن تظل معلقة فى الهواء فتتعرض للسقوط على سطح الأرض

ولما كانت قطيرات الماء تختلف فيما بينها من حيث الحجم ، فإن سرعة سقوطها من أعلى إلى أسفل تختلف من حالة إلى أخرى . ويصل قطر أكبر قطرة ماء حجماً فى الهواء العلوى نحو ٥ ملم وهنا تكون سرعة هبوط هذه القطرة المائية نحو ١٨ ميلاً فى الساعة . أما إذا كان حجم قطيرات الماء فى الهواء أقل من ذلك . فتقل سرعة هبوطها فى الهواء . أو بمعنى أخر تتناسب سرعة قطرات ماء الأمطار فى الهواء (عند نزولها إلى سطح الأرض) تناسباً طردياً مع حجمها

وتمثل الأمطار الساقطة على سطح الأرض وما يصاحبها من حدوث الأنواع الأخرى من تساقط الثلج والبرد المصدر الرئيسى للمياه التى هى أساس حياة الإنسان والكائنات الحية على سطح الأرض . وتتوقف كمية الأمطار الساقطة على كمية المياه المفقودة بالتبخر من المسطحات المائية المختلفة كما تبين بأن كمية الأمطار الساقطة فوق المسطحات المائية (تبعاً لإتساع مساحتها) أكبر بكثير من تلك الساقطة فوق اليابس . ومن دراسة الميزانية المائية العامة لكوكب الأرض يتضح أن الفاقد السنوى من مياه

البحار والمحيطات عن طريق التبخر $٠,٣٦ \times ١٠^{١٤}$ م٣/ السنه يعادل المكتسب السنوى من مياه الأمطار والتساقط الهاطل على سطح الأرض كما يتضح فى البيان التالى :

الميزانية المائية العامة لكوكب الأرض[1] .

	م٣/السنة	جالون/السنة
– كمية التساقط فوق البحار والمحيطات	$٣,٢٤ \times ١٠^{١٤}$	$٨٥,٥ \times ١٠^{١٥}$
– كمية التبخر من مياه البحر والمحيطات	$٣,٦٠ \times ١٠^{١٤}$	$٩٥,٢ \times ١٠^{١٥}$
الفاقد من مياه البحار سنوياً	$+..٣٦ \times ١٠^{١٤}$	$-٩,٧ \times ١٠^{١٥}$
– كمية التساقط فوق اليابس	$٠,٩٨ \times ١٠^{١٤}$	$٢٦,١ \times ١٠^{١٥}$
– كمية التبخر من سطح اليابس	$٠,٦٢ \times ١٠^{١٤}$	$١٦,٤ \times ١٠^{١٥}$
– المكتسب من سطح اليابس	$+٠,٣٦ \times ١٠^{١٤}$	$-٩,٧ \times ١^{١٥}$

ونظراً لتزايد حاجة الإنسان لكميات إضافية من المياه لتغطية حاجات ومتطلبات الإرتفاع المستمر فى إعداد البشر سنوياً على سطح الأرض ، ولتوفير المياه اللازمة لمشروعاته الزراعية والصناعية . تسعى كثير من دول العالم إلى إجراء تجارب متعددة للإستمطار أو لإسقاط المطر إصطناعياً.

(1) Moran, J.M, and Morgan, M.s., 'Meteorology', N.Y. (1991) p.129.

أنــواع الأمطــار

تختلف انواع الأمطار تبعاً للطرق المتنوعة التى تؤدى إلى صعود الهواء الدافئ الرطب إلى أعلى Air ascent ، ثم تعرض هذا الهواء للبرودة والتكاثف فى طبقات الجو العليا ، وسقوطه على شكل مطر . ويمكن أن نميز ثلاث عمليات رئيسية مختلفة تؤدى إلى صعود الهواء ومن ثم ميز الباحثون ثلاثة انواع [1] مختلفة من الأمطار تتلخص فيما يلى :

أ- الأمطار الإنقلابية أو أمطار تيارات الحمل الصاعدة :

Convectional Rain Falls

يسخن الهواء الملامس لسطح الأرض فى المناطق المرتفعة الحرارة ويصعد إلى أعلى ويحل محله وأسفل منه هواء أبرد نسبياً ، ويستمر الهواء فى صعوده إلى أعلى عدة آلاف من الأقدام إلى حين أن تتشابه درجة حرارته مع درجة حرارة الهواء الآخر العلوى الذى يحيط به فى الطبقات العليا من التربوسفير . ويظل الهواء مستمراً فى عمليات صعوده إلى أعلى طالما أن درجة حرارته بقيت مرتفعة وكان الهواء قابلاً للتمدد ، أما إذا إنخفضت درجة حرارة الهواء فى طبقات الجو العليا عن نقطة الندى بأى عامل ما ، فقد تتكون سحب كثيفة من نوع المزن الركامى . وفى حالة توفر نوايات التكاثف تتكون قطرات الماء الكبيرة الحجم وتتعرض الأخيرة للسقوط على شكل أمطار إنقلابية . ويرتبط صعود الهواء إلى أعلى بإرتفاع درجة حرارة الهواء الملامس لسطح الأرض خاصة أثناء النهار فى العروض المدارية .

وتسقط الأمطار الإنقلابية بغزارة شديدة فى مناطق الرهو الإستوائى وغالباً ما يكون سقوطها خلال فترة ما بعد الظهيرة . وتسقط هذه الأمطار الإنقلابية هنا طوال أيام السنة بفعل إستمرار عمليات الصعود اليومى للهواء إلى أعلى . وتزداد كمية الأمطار الإنقلابية الساقطة فى مناطق الرهو الإستوائى خلال فترة الإعتدالين (عندما تكون الشمس عمودية على

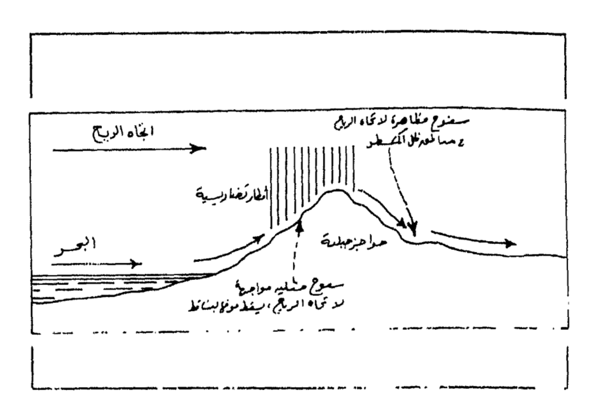
---

(1) Strahler,A.V., " Introduction to Physical geography " Wiley, N.Y.(1969) p.98-99

الدائرة الإستوائية) . وينتج عن هذه الأمطار الساقطة اليومية الغزيرة إرتفاع منسوب مياه المجارى النهرية وحدوث الفيضانات وتكوين المستنقعات . أما فى مناطق العروض الوسطى والعليا فإن الأمطار الإنقلابية التى قد تحدث هنا ، ترتبط بالفصل الدفئ من السنة ، حيث يسخن اليابس بشدة ويصعد الهواء الملامس له إلى أعلى،وقد يتعرض للبرودة والتكاثف عند وصوله للطبقات العليا من الهواء. وللأمطار الإنقلابية الصيفية فى مثل هذه المناطق أهمية كبيرة بالنسبة لنمو النباتات

ب- الأمطار التضاريسية : Orographic Rainfalls

قد يضطر الهواء الدافئ المحمل بالرطوبة عندما يصطدم بحواجز جبلية عالية أن يصعد إلى أعالى القمم الجبلية لعبورها وأثناء صعود الهواء لهذه المنحدرات الجبلية تنخفض درجة حرارته ذاتياً وقد تقل درجة الحرارة هنا عن نقطة الندى ومن ثم يتعرض بخار الماء فى هذا الهواء لعمليات التكاثف وسقوط الأمطار وحيث إن بخار الماء يرتبط أساساً بالطبقات السفلى من الهواء وتقل نسبته مع الإرتفاع إلى أعلى عن سطح الأرض فإن الأمطار تسقط بكميات غزيرة فوق السفوح الجبلية المواجهة للرياح الرطبة الدفيئة Windward Slopes كما هو الحال على السفوح الغربية لمرتفعات الروكى المواجهة للرياح العكسية الغربية شتاءً والسفوح الغربية لمرتفعات لبنان الغربية المواجهة للرياح العكسية الغربية شتاء .والسفوح الشرقية لمرتفعات جنوب شرق البرازيل المواجهة للرياح التجارية الجنوبية الشرقية أما الجوانب المظاهرة لإتجاه الرياح Leeward Slopes من هذه السلاسل الجبلية فتنساب إليها الرياح جافة حيث تكون قد أسقطت حمولتها من بخار الماء على الجانب الآخر من هذه الجبال . ويطلق على هذه السفوح الجبلية المظاهرة لإتجاه الرياح إسم مناطق ظل المطر Shadow Rain ونتيجة لهبوط الرياح من القمم الجبلية إلى ما تحت أقدام المنحدرات الجبلية على الجوانب المظاهرة لإتجاه الرياح ينضغط الهواء وترتفع درجة حرارته ذاتياً Adiabatic Heating ، وينجم عن ذلك إرتفاع درجة حرارة الهواء الملامس لهذه المنحدرات الجبلية [1] (شكل ٧١) .



(شكل ٧١) الأمطار التضاريسية

ولا يمكن تحديد أجزاء المنحدرات الجبلية المواجهة لإتجاه الرياح والمحتمل أن تسقط فوقها الأمطار التضاريسية بارتفاع معين أو بابعاد ثابتة محددة من جوانب السلاسل الجبلية بل تختلف مناطق الأمطار التضاريسية من مكان إلى آخر بالنسبة للمكان الواحد وذلك تبعاً لإختلاف مواقع السفوح الجبلية المواجهة لإتجاه الرياح الممطرة وإختلاف مناسيبها وتنوع درجة حرارة الهواء ومقدار نسبة بخار الماء المتمثلة فيه ومدى إقتراب جوانب السلاسل الجبلية المرتفعة من مسطحات مائية مجاورة ثم الإتجاه العام لمسالك الرياح الرطبة بالنسبة للإمتداد العام للسلاسل الجبلية ومنحدراتها

جـ - الأمطار الإعصارية أو أمطار الجبهات :

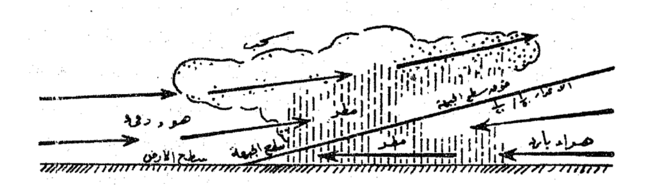
Cyclonic or Frontal and Convergent Rainfalls

يتمثل هذا النوع من الأمطار مع الإنسياب الأفقى Horizontal Flow

(1) Trewartha, G.T " An Introduction to Climate ". N Y (1954) p.138

للكتل الهوائية المختلفة الخصائص الطبيعية ، وبحيث يصاحب هذه الحركة الأفقية ، حركة أخرى راسية يصعد عن طريقها الهواء الساخن إلى أعلى ولو بدرجات بسيطة . ومن ثم فإن أظهر مناطق نشوء الأمطار الأعصارية أو أمطار الجبهات تتمثل عند العروض شبه الإستوائية (فيما وراء مناطق الرهو الإستوائي ذات الأمطار الإنقلابية) وكذلك عند مناطق الجبهات المدارية منها والمعتدلة حيث تعد جميعها « مناطق إلتقاء « Conver-gent areas تتلاقى عندها كتل هوائية دفيئة مع كتل أخرى أبرد منها .

وكما تبين من قبل فإن الكتل الهوائية فى مناطق الجبهات من العروض المدارية تختلف فيما بينها من حيث درجة حرارتها ونسبة الرطوبة فيها ومقدار كثافتها . ومن ثم يصعد الهواء الساخن الأقل كثافة إلى أعلى الهواء البارد الأعلى كثافة ، وينتج عن ذلك حدوث الإضطرابات الهوائية ويتعرض الهواء الصاعد الرطب للبرودة التدريجية مع الإرتفاع إلى أعلى



(شكل ٧٢) نشأة الأمطار الإعصارية

وقد يتكاثف بخار الماء فيه وتسقط الأمطار وتتمثل مناطق سقوط الأمطار الإعصارية فى الجبهات شبه القطبية Subpolar Fronts فى العروض المعتدلة حيث تتلاقى هنا الرياح العكسية ذات الهواء الرطب الدافئ مع الهواء القطبى البارد ، وتتكون الإنخفاضات الجوية ومقدماتها الدفيئة ومؤخراتها الباردة [1]. ويلاحظ أن الهواء الساخن الصاعد في مناطق الجبهات وعند مقدمات الإنخفاضات الجوية (بخلاف عما هو عليه فى حالة

الهواء الصاعد الإنقلابى) لا يصعد رأسياً من عند سطح الأرض إلى أعلى مباشرة بل يصعد ببطء ويتخذ إتجاهاً مائلاً Rises Obliquely and Slowly . وعند وصوله إلى الهواء العلوى يتركز هنا الهواء الساخن فوق كتلة الهواء البارد(٢) . (شكل ٧٢) ونتيجة لصعود الهواء الساخن ببطء فى مناطق الجبهات تسقط الأمطار هنا بدرجة أقل قوة وشدة من تلك فى حالة الأمطار الإنقلابية أو فى حالة حدوث عواصف الرعد والبرق إلا أن سقوط الأمطار فى مناطق الجبهات يتميز بإستمراره ،وسقوطه لفترة وقتية أطول من تلك فى حالة الأمطار الإنقلابية أو امطار عواصف الرعد والبرق .

الإستمطار أو إسقاط المطر صناعياً :

تعود فكرة إسقاط الإنسان للمطر الإصطناعى Artificial Rainfall أو ما يعرف باسم « بذر السحب » إلى بداية الأربعينيات من هذا القرن . ورجح الميترولوجيون بإمكانية إستخدام الطائرات وتحليقها فى مواقع تجمع السحب (الغيوم) وأن يقوم المختصون بإعداد وتجهيز بيئة جوية مناسبة تؤدى إلى تزايد حدوث عمليات التكاثف فى هذه الغيوم . ويستخدم فى هذا الغرض طريقة رش السحب وبذرها بنترات الفضة وببعض المواد الكيماوية الأخرى وبحقن السحب بذرات تمثل فيها نوايات للتكاثف وإقتصر إجراء مثل هذه التجارب حتى الستينات من هذا القرن على السحب الباردة Cold Cluds

ويتمثل عامل تنشيط نوايات التكاثف وبذر السحب وحقنها بأى من أيوديد الفضة Ag1 الذى تحتوى بلورته على نفس الخصائص الطبيعية لبلورات الثلج ، أو بإستخدام ثانى أكسيد الكربون الجامد Co_2 ، عند درجة حرارة -٨٠ْم (-١١٠ْف) . وتعد بلورات أيوديد الفضة من الذرات المنشطة لحدوث التجمد ويزداد فعلها عند -٤ْم (٢٥ْف) أو أقل من ذلك(١).

وتسمح كريات الثلج الصغيرة المتناثرة فى السحب على تجمد

---

(1) Lockwood, J.G., " World Climatology ", Aronold, (1974) p.28.
(2) Trewartha G.T., " An Introduction to Climate ", N.Y. (1954)p.139.

قطيرات الماء وتجمعها حولها على شكل رقائق ثلجيةSnow Flakes . وعلى ذلك عمل الباحثون على بذر نويات التكاثف الإصطناعية فى تجمعات السحب حيث تقوم الطائرات بحقن هذه السحب بأيوديد الفضة أو عن طريق بذر ونشر كريات ثلجية صغيرة فى السحب . كما حاول العلماء إجراء مثل هذه التجارب من مواقع أرضية (عن طريق قذف السحب بمواد تثير فيها عمليات التكاثف) ولكن تبين أنه فى هذه الحالة تكون النتائج أقل فعالية وقد لا يصل أيوديد الفضة المنقذف من مراكز أرضية إلى المواقع المناسبة فى تجمعات السحب .

وفى محاولات تنشيط عمليات التكاثف فى السحب الدفيئة Warm Clouds يستخدم العلماء فى تحقيق هذا الغرض بلورات الملح البحرى Sea-Salt Crystals وبعض المواد الأسترطابية الأخرى (الماصة للرطوبة) Hygroscopic التى تحقن السحب بها وينجم عنها تزايد نمو قطيرات الماء.

وفى المناطق الحارة الجافة أجرى العلماء عدة تجارب للإستمطار فوق السفوح الغربية لمرتفعات سيرانيفادا بكاليفورنيا عرفت بإسم « مشروع سيرا التعاونى الإرشادى Sierra Co-opeatıve Pilot Project (SCPP)

وإعتمدت هذه التجارب على طريقة حقن السحب الشتوية المتجمعة فوق السفوح الجبلية بمواد تثير فيها نوايات التكاثف وتعمل على تنشيطها . والقصد من ذلك إسقاط كميات كبيرة من الثلج ، وتجمعه فوق القمم الجبلية لمرتفعات سيرانيفادا حتى يمكن إستغلال المياه المنصهرة منه خلال فصل الربيع فى توفير حاجات السكان المتزايدة من المياه فى ولاية كاليفورنيا . وتتمركز منطقة تجارب مشروع سيرا فى منطقة بحيرة تاهوى Tahoe. وقد تبين أن شهر يناير يعد انسب شهور السنة لبذر السحب المتجمعة فوق أعالى الجبال ، وخاصة تلك التى تحتوى على

(1) a- Geiger, R. " The Climate near the ground ", Harvard Unvi. press (1980) p.193.

b- Donn, W.L., " The earth , our Physical Environment " John Wiley & Sons, N.Y. (1972).

قطيرات مائية غير أنها فى حاجة إلى وجود بلورات ثلجية لتعزيز حدوث عمليات التكاثف وإسقاط الثلج منها .

وفى السبعينيات والثمانينيات من هذا القرن أجرى العلماء (فى مؤسسة NOAA) عدة تجارب اخرى لبذر السحب المتراكمة فى جنوب شبه جزيرة فلوريدا . وإستخدم العلماء فى هذا الشأن كل من أيوديد الفضة وذرات دقيقة الحجم من الرمال . وقد اثبتت هذه التجارب الأخيرة زيادة كمية الأمطار الساقطة من السحب التى تم بذرها بأيوديد الفضة بنسبة تصل إلى ٢٥٪ زيادة عن متوسط سقوطها فى حالة إستخدام الرمال .

وقد تبين أنه يمكن للمختصين إجراء مثل هذه التجارب السابقة فى مناطق مختلفة من العالم وإسقاط الأمطار إصطناعياً . غير أن بعض هذه التجارب لم تحقق النجاح الذى كان مرجواً منها وذلك بسبب إرتباط حدوث الإستمطار بوجود غيوم أو تجمعات من السحب الكثيفة ، وأن نسبة ما يتكاثف من هذه السحب لا يتعدى ١٪ فقط من نسبة الرطوبة فيها ، هذا إلى جانب عدم تحكم العلماء فى تحديد مواقع هطول المطر الإصطناعى على سطح الأرض ولا حتى فى كميته . وقد يتعرض المطر الإصطناعى الساقط فى المناطق الحارة الجافة لعمليات التبخر من جديد عند إقترابه من سطح الأرض ، ومن ثم يتحول إلى بخار ماء قبل وصوله إلى الأرض . هذا إلى جانب تفاقم المشاكل السياسية التى قد تظهر بين الدول المتجاورة التى تقوم بإجراء مثل هذه التجارب للإستمطار ، والتى قد يكون سببها سقوط الأمطار الإصطناعية من سحب كان مقدراً لها من قبل أن تتحرك وتنساب صوب مرتفعات جبلية فى بلدان أخرى مجاورة وكان من المتوقع سقوط أمطارها فوق هذه البلدان . أو بمعنى فإن التحكم الإصطناعى فى التوزيع الجغرافى لمورد طبيعي ما ، قد يتسبب فى حدوث مشاكل سياسية بين بلدان متجاورة . ومن المتوقع ان تكون المشكلات السياسية وحروب القرن القادم حول سيطرة الدول على الموارد المائية ومصادرها .

وعن طريق إستخدام التقنيات الكهربائية للتحكم فى الأحوال والظروف الجوية (وذلك عن طريق إنشاء محطات أرضية ترسل موجات كهربائية تهدف إلى تنشيط عمليات التكاثف فى السحب) يؤكد بعض الباحثين إمكانات هذه الطريقة الجديدة فى التغلب على كل المشاكل القديمة ، وعلاج أوجه القصور التى كانت ترتبط بإستخدام طرق الإستمطار التقليدية . وتؤكد نتائج هذه الطريقة الكهربائية الجديدة فى إمكانية حدوث الإستمطار دون الحاجة إلى وجود غيوم مسبقة ، وكفاءتها فى تفكيك أنواع الغيوم والتحكم فى نشاط الزوابع والأعاصير المدارية

ونظراً لحاجة الإنسان المتزايدة للمياه عاماً بعد آخر تسعى كثير من دول الشرق الأوسط لتأمين حاجتها من المياه والبحث عن مصادر مياه جديدة عن طريق الإستمطار ، وفى أراضى فلسطين المحتلة أجريت عدة تجارب للإستمطار خاصة خلال الفترة من ٦٠ إلى ١٩٦٧ ومن عام ١٩٦٩ إلى ١٩٧٥

وفى الجمهورية السوريه تبنت وزارة الزراعة مشروعاً ضخماً للإستمطار منذ نحو خمس سنوات بهدف تحسين توزيع كمية الأمطار الساقطة لخدمة الزراعات البعلية (التى تعتمد على المطر) . وبالتعاون مع المرصد الجوى المركزى الروسى تم تزويد وزارة الزراعة السورية (فى ضوء عقد الإستمطار الذى بدأ منذ عام ١٩٩١) بالطائرات اللازمة وبمحطات الرادار ومحطات إستقبال ماتبثه الأقمار الصناعية المناخية الثابتة والمتحركة

وإعتمدت تجارب الإستمطار فى سوريا على إستخدام الطائرات فى بذر السحب وحقنها بأيوديد الفضة ونتج عن هذه التجارب زيادة كمية الأمطار الساقطة الإضافية (الزائدة عن المعدل السنوى لكمية الأمطار الساقطة) فى موسم عام ١٩٩١ بنحو ٢,٤٥ مليار م٣ ، وكانت تكلفة المتر المكعب الواحد ٠,٠٠٢ ليرة سورية وفى عام ٩٢/٩١ تحقق زيادة واضحة فى كمية الإستمطار بلغت ٣,٢ مليار م٣ وكانت تكلفة المتر المكعب الواحد

فيها ۰۰۹,۰ ليرة سورية . ثم إرتفعت زيادة كمية الأمطار الساقطة فى عام ۹۳/۹۲ إلى نحو ۳,٦ مليار م^{۳} عن المعدل السنوى وفى عام ۱۹۹٤/۹۳ إلى نحو ۲,۷ مليار م^{۳} عن المعدل السنوى[١]

العوامل التى تؤثر فى كمية الأمطار الساقطة وتوزيعها الجغرافى :

تتأثر كمية الأمطار الساقطة ومواسم سقوطها فوق أى مكان من سطح الأرض بعوامل متعددة ويختلف مدى أثر كل من هذه العوامل من مكان إلى آخر ومن فصل إلى أخر بالنسبة للمكان الواحد وتتلخص هذه العوامل فى الآتى .

١ - مواقع مناطق الجبهات Frontal Zones ومناطق تجمع الكتل الهوائية Horizon Convergence حيث يصعد الهواء الساخن الرطب فى إتجاه مائل إلى أعلى ويرتكز فوق الهواء البارد ويتعرض للبرودة والتكاثف ومن ثم لعمليات التساقط سواء أكان ذلك فى المناطق المدارية أو فى المناطق المعتدلة

٢- مواقع مناطق الرهو الإستوائى Doldrum حيث يصعد الهواء رأسياً وبشدة إلى أعلى تحت تأثير تيارات الحمل الصاعدة Convectional وعندما يتعرض الهواء الدافئ الرطب لعمليات البرودة فى الطبقات العليا من الهواء يتكاثف (عندما تقل درجة حرارة الهواء عن نقطة الندى) وتسقط الأمطار الإنقلابية الغزيرة خاصة خلال فترة ما بعد الظهيرة فى المناطق الإستوائية كما سبقت الإشارة من قبل .

٣- زيادة إتساع المسطحات المائية وإرتفاع درجة حرارة الهواء الملامس لها . مما يؤدى إلى زياة نسبة بخار الماء فى الهواء . وفى حالة هبوب الرياح من هذة المسطحات المائية متجهة نحو اليابس ، ترتفع نسبة بخار الماء فيها . وتسقط الرياح ما تحمله من بخار ماء على شكل أمطار وثلوج إذا كان الهواء الملامس لسطح اليابس أبرد نسبياً من الهواء الملامس للمسطحات المائية المجاورة له ، أو إذا إنخفضت درجة حرارة هواء هذه

---

(١) جريدة الإتحاد – دولة الإمارات العربية المتحدة – فى يوم ۱۹۹٥/۱۱/۱۷

الرياح إنخفاضاً ذاتياً (صعود المنحدرات الجبلية المواجهة لها) .

مرور الرياح الآتية من المسطحات المائية فوق التيارات البحرية الدفيئة أو فوق كتل مائية سطحية دفيئة حيث تنتج عن ذلك إرتفاع نسبة بخار الماء في الرياح وإحتمال سقوطها لأمطار غزيرة عند إنتقالها إلى اليابس المجاور . وعلى سبيل المثال نلاحظ أن الرياح الساحلية الجنوبية الشرقية الصيفية تسقط أمطاراً غزيرة فوق السهول الساحلية الجنوبية الشرقية من الولايات المتحدة الأمريكية وساعد ذلك مرورها فوق المياه الدفيئة للبحر الكاريبي وبحر سرجاسو وتيار الخليج الدفئ . وتتكرر هذه الحالة أيضاً بالنسبة للرياح التجارية الشمالية الشرقية لأمريكا الجنوبية وذلك بعد مرورها فوق المياه الدفيئة للبحر الكاريبي ومياه التيار الإستوائي الشمالي الدفئ

في حين تعمل التيارات البحرية الباردة وخاصة في العروض المدارية على انخفاض نسبة بخار الماء الممثل في الهواء ومن ثم لا تساعد الرياح في سقوط الأمطار وعلى ذلك نلاحظ أن السواحل الغربية للصحارى الحارة الجافة يسير بجوارها تيارات بحرية باردة كما هو الحال بالنسبة لتيار بيرو البارد الذي يسير موازياً للساحل الغربي لصحراء أتكاما (شمالي شيلي) وتيار بنجويلا البارد الذي يسير موازياً لإتجاه الساحل الغربي للصحراء الأسترالية

مواجهة الرياح الرطبة عند هبوبها من المسطحات المائية الى اليابس المجاور حافات جبلية عالية وهنا تضطر الرياح صعود القمم الجبلية وتتعرض للتبريد الذاتي وللتكاثف وتسقط أمطاراً غزيرة فوق المنحدرات الجبلية المواجهة لها

- التوزيع الجغرافي الفصلي لمناطق الضغط الجوي ، حيث أن هناك علاقة كبيرة بين عناصر المناخ المختلفة وخاصة بين الحرارة والضغط الجوي والرياح والأمطار . فتتوزع مراكز الضغط الجوي المنخفضة منها والمرتفعة بحسب إختلاف درجة حرارة الهواء الملامس

للمسطحات المائية واليابس . وتنقل الرياح من مراكز الضغط المرتفع إلى مراكز الضغط المنخفض وتتوقف سرعتها على مقدار إنحدارات الضغط ومدى عمق الإنخفاضات الجوية ، وقد تسقط الرياح عند إنتقالها من المسطحات المائية إلى اليابس المجاور الأمطار إذا ماساعدت العوامل المحلية على ذلك .

وعلى سبيل المثال يتكون فوق القسم الأوسط من قارة أسيا خلال فصل الصيف (الشمالى) نطاق واسع من الضغط المنخفض ، تنجذب إليه الرياح . وعلى ذلك تتجه الرياح الموسمية الجنوبية الشرقية الآتية من المحيطات المجاورة صوب أواسط أسيا ، وتسقط هذه الرياح أمطاراً غزيرة على المناطق الجنوبية الشرقية والشرقية من قارة أسيا خلال هذا الفصل ، وتقل كمية الأمطار الساقطة كلما اتجهت الرياح غرباً داخل القارة [1] أما فى فصل الشتاء (الشمالى) فيتكون فوق القسم الأوسط من قارة أسيا نطاق هائل من الضغط المرتفع تخرج منه الرياح وعلى ذلك تتجه الرياح الموسمية الشمالية الغربية الشتوية من أواسط أسيا صوب المحيطين الهادى والهندى وتعد هذه الرياح جافة تبعاً لهبوبها من اليابس ولقلة بخار الماء المثل فيها ولذلك لا تتسقط هذه الرياح أمطاراً فوق المناطق الداخلية من قارة أسيا اللهم إلا بعد أن تعبر البحار الداخلية وتتشبع ببخار الماء وترتفع فيها نسبة الرطوبة وتنحرف إتجاهات هذه الرياح نحو مراكز الضغط المحلية فتسقط هنا الأمطار وهذا ما يحدث بالنسبة للرياح الموسمية الشمالية الغربية الشتوية التى تعبر بحر اليابان وترتفع فيها نسبة الرطوبة فتسقط الأمطار على السفوح الغربية لمرتفعات اليابان. والرياح الموسمية الشمالية الشرقية الشتوية التى تتشبع ببخار الماء بعد عبورها خليج البنغال صوب مراكز الضغط الجوى المنخفض فى جنوب هضبة الدكن وتسقط الأمطار فوق ساحل الغات الشرقية .

---

(١) د.حسن أبو العينين : جغرافية العالم الإقليمية : بيروت - الطبعة العاشرة - الأسكندرية (١٩٨٩)

التوزيع الجغرافى لكمية الأمطار السنوية على سطح الأرض :

من دراسة خريطة توزيع الأمطار السنوية الساقطة فوق أجزاء سطح الأرض يتبين أن أغزر المناطق مطراً تتمثل فيما يلى :

١- المناطق الإستوائية وشبه الإستوائية التى تتعرض لسقوط الأمطار الإنقلابية فى مناطق الرهو الدائم كما هو الحال بالنسبة لجزر الهند الشرقية وحوض الكنغو وساحل غانا ومعظم حوض الأمازون وتزيد كمية المطر السنوى هنا عن ٨٠ بوصة ، ونلاحظ أن الأمطار تسقط فوق معظم هذه المناطق طول العام .

٢- مناطق السهول الساحلية الشرقية فى العروض المدارية والتى تهب عليها الرياح التجارية الموسمية المشبعة بكميات هائلة من بخار الماء خاصة بعد مرورها فوق المسطحات المحيطة الدفيئة وفوق التيارات البحرية الدفيئة . وتزداد كمية الأمطار الساقطة هنا خاصة إذا كان الهواء الملامس لسطح اليابس أبرد نسبياً من هواء الرياح الآتية من المسطحات المائية . ويساعد على سقوط المطر بغزارة فى مثل هذه المناطق كثرة حدوث الأعاصير المدارية (التيفون والهريكين) وعواصف الرعد والبرق والترنادو ، وأهم هذه المناطق الغزيرة المطر السنوى تتمثل فى السهول الساحلية الشرقية للهند الصينية وشبه جزيرة الملايو وجنوب شرق الصين الشعبية وجزر الفلبين وساحل الغات الغربية وحوض نهر الكانج والساحل الشمالى للبرازيل والساحل الجنوبى للولايات المتحدة الأمريكية المطل على خليج المكسيك وتتراوح كمية المطر السنوى الساقطة هنا من ٦٠ – ٨٠ بوصة (شكل ٧٣) ويلاحظ أن القسم الكبير لأمطار هذه المناطق يسقط خلال فصل الصيف .

٣- مناطق السهول الساحلية الغربية بالعروض المعتدلة الباردة والتى تتعرض لهبوب الرياح العكسية الغربية والإنخفاضات الجوية التى تصاحبها . وتغزر كمية الأمطار الساقطة إذا ما تميزت هذه السواحل الغربية بالمظهر الجبلى ، وتمتد فيها السلاسل الجبلية موازية لخط

الساحل وعمودية على الإتجاه العام للرياح الغربية . ومن بين أهم مناطق هذه السهول الساحلية الغزيرة الأمطار الساحل الشمالى الغربى لأمريكا الشمالية (إلى الشمال من دائرة عرض ٤٠ْ شمالاً) والسهول الساحلية الغربية للجزر البريطانية وجزيرة إيرلندا والسهول الساحلية الغربية الجبلية لشبه جزيرة اسكنديناوة ، وأهم هذه المناطق فى نصف الكرة الجنوبى تتمثل فى السهول الساحلية الجنوبية الغربية لشيلى والسهول الساحلية الغربية للجزيرة الجنوبية من نيوزيلند . وتتراوح كمية المطر السنوى هنا من ٦٠ إلى ٨٠ بوصة . وعلى الرغم من أن المطر هنا يسقط طول العام إلا أن القسم الكبير منه يسقط خلال فصل الشتاء . (الشتاء الشمالى فى نصف الكرة الشمالى ، والشتاء الجنوبى بالنسبة للمناطق الواقعة فى نصف الكرة الجنوبى) .

ومن دراسة خريطة التوزيع الجغرافى لكمية الأمطار السنوية الساقطة يتبين أن الصحارى الحارة الجافة فى العروض المدارية (الصحراء الكبرى فى افريقيا وصحراء بلاد العرب فى آسيا وصحارى نيفادا وأريزونا وكلورادو وموجاف فى جنوب غرب الولايات المتحدة الأمريكية وصحراء غرب أستراليا وصحراء أتكاما فى شمال شيلى وكلهارى فى جنوب غرب افريقيا) تعد جميعاً من أقل الأقاليم مطراً على سطح الأرض . وتقل كمية الأمطار هنا عن ١٠ بوصات فى السنه . وقد يمضى على بعض مناطق واسعة منها عدة سنوات متعاقبة دون أن تسقط قطرة ماء واحدة من الأمطار فوقها . ويعزى الجفاف الشديد لهذه المناطق إلى ما يلى :

أ- وقوع هذه الصحارى فى الأجزاء الغربية من العروض المدارية ومعنى ذلك أنها لا تتأثر بالرياح العكسية الغربية من جهة كما تصل الرياح التجارية أو الموسمية إليها جافة بعد أن تكون قد أسقطت ما تحمله من بخار ماء فى الأجزاء الشرقية من هذه العروض .



(شكل ٧٣) التوزيع الجغرافى لكمية المطر السنوى فى العالم .

ب- تنساب التيارات البحرية الباردة مجاورة للسواحل الغربية لهذه الصحارى كما سبقت الإشارة من قبل،وتقلل هذه التيارات الباردة من نسبة الرطوبة بالهواء الملامس لها ونادراً ما تسقط هنا الأمطار،وإن كان حدوث الضباب شائعاً وهو الذى سرعان ما ينقشع عند بداية الصباح.

جـ- لا تساعد زيادة إرتفاع درجة حرارة الهواء الملامس لسطح الأرض بهذه المناطق - هذا إلى جانب ندرة وجود الغطاءات النباتية - على حدوث عمليات التكاثف فى الهواء الرطب الذى قد يمر فوقها ، بل يتعرض هذا الهواء الرطب للتشتت والصعود إلى أعلى .

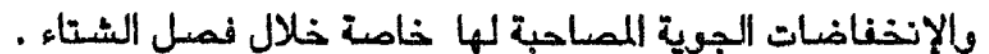
ويمكن أن نوضح هذه الإختلافات الإقليمية فى التوزيع الجغرافى لكمية الأمطار السنوية على سطح الأرض فى رسم بيانى يظهر التوزيع السنوى لكمية الأمطار الساقطة فوق نطاقات سطح الأرض المختلفة (شكل ٧٤) Zonal Distribution of Rainfall ومن دراسة هذا الشكل يتضح الآتى [1] :

ا- أن أغزر مناطق الأرض مطراً هى تلك التى تقع بين دائرتى عرض ٥° شمالاً وجنوباً أى مناطق الرهو الإستوائى وتصل كمية المطر السنوى هنا إلى أكثر من ١٥٠٠ مم .

ب- يحدث إنخفاض واضح فى منحنى كمية المطر السنوى خاصة فيما بين دائرتى عرض ٢٠° - ٣٥° شمالاً وجنوباً حيث تتركز الأمطار الصيفية فى شرق القارات من هذه النطاقات المدارية . ولايزيد معدل كمية المطر السنوى عن ٨٠٠ ملم . وتمثل هذه النطاقات الأخيرة من أهم المناطق لتكوين اضداد الأعاصير المدارية ، حيث يهبط الهواء فيها من أعلى إلى أسفل فى العروض المدارية غرب القارات الصحارى الحارة الجافة .

جـ- تتكون قمة ثانوية لمنحنى المطر تتمثل فيما بين دائرتى عرض ٤٠° - ٦٠° شمالاً وجنوباً حيث تصل كمية المطر السنوى هنا إلى نحو ١١٥٠ ملم ، وتسقط الأمطار فوق هذه النطاقات بفعل الرياح العكسية الغربية

(1) Trewartha, G.T., " An Introduction to Climate ", N.Y. (1954)p.140



والإنخفاضات الجوية المصاحبة لها خاصة خلال فصل الشتاء .

(شكل ٧٤) نطاقات توزيع المطر السنوى مع دوائر العرض المختلفة

فى نصفى الكرة الأرضية

د- يتكون إنخفاض شديد فى منحنى معدل المطر السنوى فى نصف الكرة ويمتد قاع هذا الإنخفاض فيما بين دائرتى عرض ٦٥° - ٩٠° فى نصفى الكرة الأرضية . وتقل معدل كمية المطر الساقط هنا عن ٥ ملم سنوياً .

وعلى الرغم من التشابه العام فى كمية الأمطار السنوية الساقطة بنصفى الكرة الأرضية إلا أن هناك بعض الإختلافات فى التوزيع الإقليمى لها يمكن أن تتلخص فى النقاط التالية :

أ- أن كمية الأمطار السنوية الساقطة فيما بين الدائرة الإستوائية حتى

دائرة عرض ١٠ْ شمالاً ، أكبر من تلك الساقطةعند نفس العروض فى نصف الكرة الجنوبى . ويعزى ذلك إلى وقوع القسم الكبير من مناطق الرهو الإستوائى (وكذلك خط الإستواء الحرارى) إلى الشمال من الدائرة الإستوائية ويلاحظ أن الشمس عند تعامدها على مدار الجدى خلال فصل الصيف الجنوبى ، فإن قسماً كبيراً من مناطق الرهو الإستوائى يظل واقعاً إلى الشمال من الدائرة الإستوائية نفسها .

ب- تقل كمية الأمطار السنوية الساقطة فيما بين دائرتى عرض ٤٠ْ - ٦٠ْ شمالاً عن تلك الساقطة عند نفس العروض فى نصف الكرة الجنوبى . ويعزى تلك إلى زيادة إتساع المسطحات المائية فى نصف الكرة الجنوبى عنها بالنسبة لنصف الكرة الشمالى عند هذه العروض .

جـ- أن المعدل السنوى لكمية الأمطار الساقطة فوق المحيطات (٤٤ بوصة تقريباً) أعلى بكثير من نفس هذا المعدل بالنسبة لأراضى اليابس (٢٦ بوصة تقريباً) ، وهذا يرجع إلى أن مساحة المسطحات المائية تصل إلى ٧١٪ من جملة مساحة سطح الكرة الأرضية

ويقدر الباحثون بأن المتوسط السنوى لكمية الأمطار الساقطة فوق سطح الأرض (اليابس والمسطحات المائية معاً) تصل إلى نحو ٩٧٥ ملم (٣٩ بوصة) وهذه تمثل كتلة مائية يصل حجمها إلى نحو ٤٩٧١ × ١٠^١١ متر مكعب من المياه [١]

ومن دراسة كمية الأمطار الشهرية الساقطة خلال اشهر السنة فوق اجزاء سطح الأرض ، يمكن تمييز عدة نظم مختلفة للمطر تختلف خصائصها العامة من إقليم إلى آخر . وتتلخص هذه النظم فيما يلى [٢] :

أ- **النظام الإستوائى** Equatorial Regime :

ويتمثل فى مناطق الرهو الإستوائى وتنحصر هذه المناطق فيما بين دائرتى عرض ٥ْ شمالاً وجنوباً ، وتسقط الأمطار هنا طول العام إلا أن اغزر الفترات مطراً تحدث خلال فترة الإعتدالين (الربيع والخريف) حيث تكون الشمس عمودية على الدائرة الإستوائية . ومن ثم تظهر قمتان فى

أعمدة المطر خلال الفترة من أبريل إلى يونيو والفترة الممتدة من بداية أكتوبر حتى نهاية نوفمبر . وتقل كمية الأمطار السنوية الساقطة عند أطراف هذه الأقاليم ومن ثم يتكون نظام من المطر يمكن أن يطلق عليه نظام شبه الإستوائى .

ب- النظام المدارى الرطب : Tropical wet Regime

يتمثل هذا النظام من المطر فى العروض المدارية فيما بين ٥ْ - ١٥ْ شمالاً وجنوباً بشرق القارات . وتسقط الأمطار هنا بغزارة بفعل الرياح التجارية والموسمية الشرقية . ويتمثل فيه فصل شبه جاف يمتد من مايو حتى شهر اغسطس بالنسبة للمناطق المدارية الرطبة فى نصف الكرة الجنوبى كما هو الحال فى شرق البرازيل . أما بالنسبة لهذا النظام فى نصف الكرة الشمالى فتسقط الأمطار بغزارة خلال فصل الصيف الشمالى ويتميز الشتاء بجفافه [1] . ويعرف هذا النظام فى قارة أفريقيا باسم النظام السودانى .

جـ- النظام الموسمى Monsoon Regime :

ترتبط كمية المطر وموعد سقوطها فى هذا النظام بالرياح الموسمية وتغزر الأمطار صيفاً (بالنسبة لنصف الكرة الشمالى) خاصة خلال الفترة الممتدة من مايو إلى نهاية سبتمبر[2] . وتظهر قمة المطر فى شهر يوليو ويسقط فى هذا الشهر وحده أكثر من ٥٥ سم من المطر . ويتمثل هذا النظام فى جنوب شرقى آسيا وشرق الصين الشعبية . وإذا كانت المناطق الشرقية والوسطى من العروض المدارية ممطرة فإن المناطق الغربية فيها نادرة المطر . وقد أدى ذلك إلى تكوين الصحارى الجافة فى غرب القارات بالعروض المدارية .

---

(1) Trewartha, G.T., " An Introduction to Climate ", N.Y (1954) p.141.

(٢) للدراسة التفصيلية راجع الفصل الخاص بدراسة الأقاليم المناخية فى العالم من هذا الكتاب .

د- نظام البحر المتوسط Mediterranean Regime :

وهو عبارة عن منطقة إنتقالية تقع بين العروض المدارية فى الجنوب والعروض المعتدلة فى الشمال وذلك فيما بين دائرتى عرض ٣٠ْ – ٤٠ْ شمالاً وجنوباً وفى غرب القارات . وتتعرض هذه المناطق الأخيرة لتأثير الرياح العكسية الممطرة خلال فصل الشتاء فى حين لا تسقط الرياح التجارية التى تهب على هذه المناطق أمطاراً خلال فصل الصيف . ومن ثم فإن المطر الشتوى لمناطق نظام البحر المتوسط يزداد غرباً وتقل كميته الساقطة بإتجاه الشرق .

هـ- النظام الصينى :

وهو عبارة عن إمتداد نطاق عروض البحر المتوسط فيما بين دائرتى عرض ٣٠ْ – ٤٠ْ شمالاً وجنوباً ولكن فى شرق القارات . ويتمثل هذا النظام بصورة جيدة فى شرق الصين . والأمطار هنا صيفية بفعل الرياح الموسمية الشرقية وتتميز بغزارتها فى حين يتميز الشتاء بجفافه . ومن ثم فإن كمية المطر فى هذا النظام تزداد شرقاً وتقل فى إتجاه الغرب .

و- نظام غرب أوربا :

ويتمثل هذا النظام فى العروض المعتدلة فيما وراء نظام البحر المتوسط ويقع نطاقه فيما بين دائرتى عرض ٤٠ْ – ٦٠ْ شمالاً وجنوباً فى غرب القارات . وتسقط الأمطار هنا طوال العام بسبب هبوب الرياح العكسية الغربية إلا أنها تغزر خلال فصلى الشتاء والخريف . وتزداد كمية المطر السنوى الساقطة فى المناطق التى تحدث عندها الإنخفاضات الجوية بكثرة وتلك التى تتمثل فيها سلاسل جبلية تمتد عمودية بالنسبة لإتجاه الرياح الغربية . ومن ثم تقل الأمطار الساقطة فى إتجاه عام من الغرب إلى الشرق .

---

(1) Gressewll, R.K., " Physical geography " , London. (1972) p.58.

(٢) د. عبد العزيز طريح شرف ، الجغرافيا المناخية والنباتية ، الأسكندرية (١٩٦١) ص ١٨١–١٨٧.

ز- نظام وسط وشرق أوربا :

ويقع عند نفس دائرة عرض نظام غرب أوربا ولكن إلى الشرق منه . ومن ثم تصل الرياح الغربية إلى الأقاليم الوسطى وهى شبه جافة وتكاد تكون نادرة المطر فى الأقاليم الشرقية . وفى هذه الأقاليم الشرقية والوسطى بالعروض المعتدلة تسقط بعض الأمطار الإنقلابية الصيفية ، نتيجة لإرتفاع درجة حرارة الهواء الملامس لسطح الأرض خلال فصل الصيف ، وصعود الهواء إلى أعلى وتعرضه للبرودة والتكاثف ، وتحدث أيضاً هنا عواصف الرعد والبرق . ويتمثل هذا النظام فى وسط أوربا وشرقها وجنوب سيبيريا وفى السهول الوسطى بأمريكا الشمالية وسهول بتاجونيا فى أمريكا الجنوبية وأوربا الوسطى فى جنوب شرق استراليا .

ح- النظام شبه القطبى والقطبى :

ويمتد هذا النظام إلى الشمال من الدائرة القطبية ٦٦,٥° شمالاً وجنوباً ولا يتأثر كثيراً بالرياح الغربية الممطرة ويقع معظم فترات السنة تحت تأثير الرياح القطبية الباردة الجافة . وتتعرض الهوامش الجنوبية من هذا النظام فى نصف الكرة الشمالى والهوامش الشمالية منه فى نصف الكرة الجنوبى لبعض الأمطار الساقطة بفعل تكوين الإنخفاضات الجوية عند نطاق الجبهات شبه القطبية Subpolar Fronts وتقل الأمطار فى هذا النطاق كلما إتجهنا شمالاً نحو القطب الشمالى وجنوباً نحو القطب الجنوبى . ومعظم التساقط هنا يحدث فى صورة ثلج نظراً لإنخفاض درجة حرارة الهواء القريب من سطح الأرض عن نقطة الندى خلال فصل الشتاء .

الباب الثالث

طرائق تقسيم سطح الأرض إلي أقاليم مناخية وخصائص هذه الأقاليم ودراسة تطبيقية لها في قارتى أوربا وأستراليا

الفصل الثانى عشر

طرائق تقسيم سطح الأرض إلى أقاليم مناخية

لا يتوقف مناخ منطقة ما من سطح الأرض على مدى الإختلاف فى عنصر مناخى واحد كالحرارة أو المطر بين أجزاء سطح الأرض المختلفة ، بل هو نتيجة لتفاعل كل عناصر المناخ مجتمعة فى منطقة ما خلال مدة طويلة من الزمن (لاتقل عن ٣٥ عاماً) وبحيث تظهر معدلات قيم هذه العناصر مظهراً مناخياً معيناً لهذه الإقاليم و تميزه مناخياً عن غيره من الأقاليم المناخية الأخرى فى العالم .

وتبعاً لتنوع العوامل التى تؤثر فى إختلاف الظروف المناخية من مكان إلى آخر على سطح الأرض ، فمن النادر أن يميز الباحث إقليمين مناخيين متشابهين فى جميع خصائصهما المناخية ، بل من الصعب - أن لم يكن من المستحيل - أن تتشابه جميع أجزاء الإقليم المناخى الواحد فى كل الخصائص والظروف المناخية . وربما يتمثل الإقليم المناخى بحق فى قلب الإقليم وتقل درجة التشابه فى الخصائص المناخية للإقليم كلما بعدنا عن منطقة قلب الإقليم Core Area وإتجهنا نحو أطرافه . ومن هنا تظهر مشكلة المناطق الحدية أو الهامشية Marginal Areas التى تقع عند الحدود الفاصلة بين كل إقليم مناخى وآخر مجاور له . فمثل هذه المناطق الحدية تتشابه مع كل من الإقليمين المناخيين المتجاورين فى بعض الخصائص والظروف المناخية ، وتختلف عنهما كذلك فى بعض الظروف المناخية الأخرى [١] . وعلى ذلك من المستحيل ملاحظة إختلافات مناخية فجائية Sudden Change عند الإنتقال من إقليم إلى آخر كما يتضح ذلك عند دراسة الحدود الوضعية التى تفصل بينهما على الخرائط المناخية ، ذلك لأن هذا التغيير المناخى بين إقليمين مناخيين غالباً ما يكون تغييراً تدريجياً

---

(١) د . حسن أبو العينين ، جغرافية العالم الإقليمية ... ، الإسكندرية - الطبعة العاشرة (١٩٨٩) .

ومن ثم فإن الإنتقال من إقليم مناخى إلى آخر متجاور له يكون دائماً إنتقالاً تدريجياً .

ويذكر الأستاذ ترايوارثا Trewartha بأن الإقليم المناخى قد يمثل إقليماً واحداً مترابط الأبعاد من سطح الأرض ، كما انه قد يتكون فى عدة أجزاء متفرقة من سطح الأرض ، وقد يتباعد كل جزء منها عن الآخر بمسافات طويلة جداً . وقد تتمثل هذه الأجزاء من الإقليم المناخى الواحد فى عدة قارات مختلفة . إلا أن الظروف المناخية التى تشكل هذه الأجزاء جميعاً تعد متشابهة إلى حد كبير ، وغالباً ما تقع هذه الأجزاء المتباعدة عند دوائر عرض متشابهة (١) .

وعلى ذلك ظهرت محاولات كثيرة قصدت تقسيم سطح الأرض وتصنيفه إلى أقاليم مناخية ، وإستخدم كل باحث فى كل محاولة منها أسساً مختلفة بحيث يمكن عن طريقها تمييز أقاليم مناخية تختلف فيما بينها من حيث الظروف المناخية السائدة . وإعتقد كل باحث بأن الأسس التى إختارها لتمييز تلك الأقاليم المناخية فى تصنيفه قد تعد أوفق الأسس التى يمكن عن طريقها تقسيم سطح الأرض إلى أقاليم مناخية . وعلى ذلك تعددت التقاسيم المقترحة من جانب العلماء لتصنيف سطح الأرض إلى أقاليم مناخية تبعاً للأسس التى إعتمد عليها كل باحث فى تقسيمه لها ، وعلى الرغم من تعدد هذه التقاسيم إلا أن لكل منها مزاياه وكذلك عيوبه ، وليس من الصواب أن نصنف أحد هذه التقاسيم المناخية على أنه أحسن من غيره من التقاسيم الأخرى .

وقد ذكر الأستاذ أوستن ميلر Miller,A,1953 بأن أقدم محاولات تقسيم سطح الأرض إلى أقاليم مناخية ربما ترجع إلى العهد الإغريقى . وقد قسم الإغريق القدماء سطح الكرة الأرضية إلى نصفين أحدهما شمالى والآخر جنوبى . وعلى أساس الإختلاف فى درجة حرارة الهواء

---

(1) Trewartha, G.T., " Fundamental of Physical Geography ", N.Y. (1961)p.210.

قسم الإغريق كل من نصفى الكرة الأرضية إلى ثلاثة أقاليم هى [١] :

أ- أقاليم مرتفعة الحرارة طول السنة وليس لها فصلاً شتوياً Winterless وتتمثل فى هذه الأقاليم فى المناطق المدارية .

ب- أقاليم منخفضة الحرارة طول السنة وليس لها فصلاً صيفياً Summerless وتتمثل هذه الأقاليم فى المناطق القطبية .

جـ- أقاليم وسطى أو معتدلة Intermediate or middle latitudes وتقع فيما بين الإقليمين السابقين ، ويتمثل فيها الفصول الأربعة [٢] .

وعلى ذلك يتضح أن الأساس الذى إستخدمه الإغريق القدماء عند تصنيفهم الأقاليم المناخية فوق سطح الأرض يتمثل فى عنصر الحرارة . وينبغى أن ندرك بأنه من الخطأ أن يعتمد التقسيم المناخى على عنصر واحد فقط كأساس للتقسيم ، لأن هذا العنصر فى هذه الحالة لا يعبر عن الظروف المناخية ، بل أنه يعبر عن الإختلافات فى خصائص وحالة هذا العنصر بين مكان وآخر . فتقسيم الإغريق لسطح الأرض على أساس عنصر الحرارة لا يؤدى فى الواقع إلى تمييز سطح الأرض إلى أقاليم مناخية ، بل تمييزها إلى نطاقات حرارية . وكذلك الحال عند إستخدام « عنصر المطر » وحده ، فى تصنيف سطح الأرض إلى أقاليم مناخية ، يؤدى ذلك إلى تمييز نطاقات المطر على سطح الأرض . وعلى ذلك ينبغى على الدارس أن يدرك بأن الإقليم المناخى لابد وأن يميز على أساس إستخدام أكثر من عنصر من عناصر المناخ (حرارة ، وضغط جوى ، ورياح ومطر وتساقط) فى عمليات تقسيمه وتصنيفه سطح الأرض إلى أقاليم مناخية ،وكلما زاد عدد العناصر المناخية المستخدمة كأساس للتقسيم ، أصبح الإقليم المناخى معبراً بصدق عن الظروف المناخية التى تتشابه بين جزء وآخر داخل الإقليم المناخى الواحد .

---

(1) Miller A.A., " Climatology " london (1953).

(2) Trewartha, G.T., " An Introduction to Climate ", N.Y. (1954)P224.

وعلى ذلك تتنوع التقاسيم المناخية التى إقترحها العلماء لتقسيم سطح الأرض إلى أقاليم مناخية تبعاً للأسس التى إختارها كل باحث منهم كأساس للتقسيم ويحسن أن نشير بإيجاز إلى بعض هذه الأسس .

أ- درجة الحرارة :

إعتمدت بعض التقاسيم المناخية على الإستعانة بالإختلافات الحرارية لدرجة حرارة الهواء (هذا إلى جانب إستخدام عناصر مناخية أخرى) عند تصنيف سطح الأرض إلى أقاليم مناخية ، وقد إهتم العلماء عند تصنيفهم هذه الأقاليم بحساب مايلى :

١- أعلى الشهور حرارة .

٢- أقل الشهور حرارة .

٣- المتوسط الشهرى والفصلى لدرجة الحرارة .

٤- المتوسط والمعدل السنوى لدرجة الحرارة .

٥- المدى الحرارى اليومى والسنوى .

٦- القيم الفعلية لدرجة الحرارة Temperature Efficincy .

٧- المتوسط السنوى لما يعرف باسم «الحرارة الحيوية» Biotemperatur

وعلى أساس الإختلافات الحرارية إتفق العلماء على تمييز ثلاثة نطاقات حرارية كبرى هى :

١- أقاليم مابين المدارين ، وهذه لايوجد فيها فصل شتوى والمتوسط الشهرى لدرجة حرارة أبرد شهور السنة لاتقل عن ٦٤° ف (١٨°م) .

٢- أقاليم تقع فيما وراء المدارين (فيما بين ٢٣° -٣٥° شمالاً وجنوباً) وتتراوح درجة الحرارة السنوية من ٦٤° ف - ٥٠°ف (١٨° - ١٠°م) .

٣- أقاليم قطبية وشبه قطبية وتقع فيما وراء دائرة عرض ٦٠° شمالاً وجنوباً تقريباً ولا ترتفع درجة حرارة أى شهر من شهور السنة عن ١٠°م (٥٠°ف) [١].

ب- كمية الأمطار والتساقط :

وقد يستخدم الباحثون عند تصنيفهم الأقاليم المناخية اى من العناصر الآتية :

١- كمية المطر الشهرى الساقطة فوق الإقليم .

٢- كمية المطر الفصلى الساقطة فوق الإقليم .

٣- كمية المطر السنوى الساقطة فوق الإقليم .

٤- عدد الأيام الممطرة خلال الفصل الممطر .

٥- كثافة المطر Intensity of Rainfall .

٦- القيمة الفعلية للتساقط Precipitation Effectiveness .

٧- التغير فى كمية المطر السنوى

Dependability Or Reliability Rainfall .

٨- نسبة التساقط إلى البخر P/E ratio [٢] .

٩- معامل التساقط إلى البخر P/E index.

وقد ربط كثير من علماء المناخ بين نوع الإقليم المناخى وكمية الأمطار السنوية الساقطة فوق هذا الإقليم . وتكاد تتفق نتائج دراساتهم فى بيانات الجدول الآتى [٣] :

---

(1) Strahler, A.N., " Introduction to Physical Geography ", Wiley, (1969)p.122.

(2) Thornthwaite, CW., " The Climate to the earth ", Geog. Rev. vol (1933) p.433-440. 23

(3) Strahler, A.N., " Introduction to Physical geography ", Wiley (1969) p.128.

نوع المناخ	خصائص المطر	كمية المطر السنوي (بوصة)	كمية المطر السنوي (سم)
جاف	نادر	اقل من ١٠	أقل من ٢٥
شبه جاف	خفيف	١٠ - ٢٠	٢٥ - ٥٠
شبه رطب	معتدل	٢٠ - ٤٠	٥٠ - ١٠٠
رطب	غزير	٤٠ - ٨٠	١٠٠ - ٢٠٠
رطب جدا	غزير جدا	اكثر من ٨٠	اكثر من ٢٠٠

جـ- الرطوبة السنوية :

قد يهتم بعض الباحثين بإعتبار الرطوبة النسبية كعنصر من العناصر المناخية المساعدة فى تصنيف الأقاليم المناخية الثانوية التى تقع داخل نطاق الإقليم المناخى الرئيسى . ويهتم الباحثون فى هذه الحالة بما يلى :

١- معدل الرطوبة النسبية الشهرية .

٢- معدل الرطوبة النسبية الفصلية

٣- معدل الرطوبة النسبية السنوية

٤- القيمة الفعلية للبخر والنتح معاً Potential-Evapotranspiration

ويهتم الباحثون بمعرفة العلاقات البيئية Environmental Relation-ship بين العناصر الطبيعية المختلفة وتكوين ما أسماه بعض العلماء «بمناطق الحياة الطبيعية» Natural life zones . كما أدخل بعض العلماء كذلك الإختلافات فى المظهر العام للنباتات الطبيعية عند تقسيمهم للأقاليم المناخية على إعتبار انها تعد إنعكاساً لتنوع الظروف المناخية فى الإقليم .

٥ – معامل الرطوبة وهذا يحسب على أساس أن :-

$$\frac{\text{القيمة الفعلية للنتح والبخر سنوياً}}{\text{كمية المطر السنوى}}$$

دراسة لبعض التقاسيم المناخية وتصنيف العالم إلى أقاليم مناخية

رجح علماء المناخ عشرات من التقاسيم المناخية التى حاول كل منها تصنيف سطح الأرض إلى أقاليم مناخية وإن دلت كثرة هذه التقاسيم المناخية المقترحة على شئ فإنما تدل على أنه ليس من السهل وضع تقسيم جامع مانع يمكن عن طريقه تصنيف سطح الأرض بدقة إلى أقاليم مناخية متباينة ويمكن أن نميز هذه التقاسيم المناخية فى مجموعتين رئيسيتين هما :-

أولاً : التقاسيم المناخية القديمة .

ويقصد بها تلك التقاسيم التقليدية التى إعتمدت على إختيار عناصر مختلفة من عناصر المناخ كأساس للتقسيم

ثانياً : التقاسيم المناخية الحديثة .

ويقصد بها تلك التقاسيم التى إهتمت بإظهار العلاقة المتبادلة بين الظروف المناخية والمظاهر الطبيعية والحيوية فى الإقليم المناخى المميز وادخلت هذه التقاسيم الحديثة عناصر جديدة كأساس لعمليات التقسيم أو التصنيف وذلك مثل القيمة الفعلية للتبخر والنتح معاً ، ومعامل الرطوبة ، ونسبة التساقط إلى التبخر ، ومعامل التساقط إلى البخر ودرجات الحرارة الحيوية . وفيما يلى دراسة موجزة لبعض نماذج من هذه التقاسيم المناخية التى رجحها علماء المناخ .

أولاً : التقاسيم المناخية القديمة

من بين أظهر هذه التقاسيم وأكثرها شيوعاً التقاسيم المناخية التى إقترحها كل من إيمانويل دى مارتن De Martonne [١] وفلاديمير كوبن Wladimir Koppen (1913) [٢] وجلين تريوارثا Glenn Trewartha [٣] ووارين ثورنثويت(Warren Thornthwait (1931 , 1948 [٤] وفلون .Flon, H (1950) [٥] . وفيما يلى موجز لكل من هذه التقاسيم المناخية .

١- تقسيم « دى مارتن » للأقاليم المناخية فى العالم :

إعتمد دى مارتن عند تقسيمه سطح الأرض إلى أقاليم مناخية فى عام ١٩٢٥ على عنصر أساسى هو الحرارة ، وعن طريق الإختلافات فى قيم هذا العنصر من مكان إلى آخر ميز دى مارتن الأقاليم المناخية الكبرى والتى أعطاها مسميات تتفق مع الإختلافات الحرارية المميزة لكل منها . ولكن نلاحظ بأنه عند تصنيفه الأنواع المناخية الثانوية التى تقع داخل نطاق الإقليم المناخى الرئيسى إعتمد دى مارتن هنا على أسس مختلفة وخاصة كمية المطر وفصليته . ولذلك يذكر دى مارتن فى كتابه [٦] . بأن تقسيمه المناخى المقترح لا يعتمد على النظم الحرارية وحدها ، ولا على نظم المطر وحده بل يعتمد على كليهما معاً ، وإن كانت أهمية كل منهما تختلف من حالة إلى أخرى .

---

(1) Emmannuel de Martonne, " Traite de geographie physique " paris (1925). 7 th ed, (1948) et Neuvieme edi., Tome premier (1957).
(2) Koppen, Wladimr and Geiger R., " Handbuch der Klimatologie " vol part C. Gebruder Borntraeger., Berlin (1931) and 3 rd edi, in (1936).
(3) Trewartha, G.T., " An Introduction to Climate " McGraw-Hill, N.Y. 1 st edi, (1937) and 3rd edi. (1954).
(4) Thornthwaite, C.W., " The Climate of North America according to new classification ". Geog Rev. vol 21 (1931) p.633-655.
(5) Flohn. H., " Grundzuge der atmospharischen Zirkulation ". Deutscher Geograhentag, Frankfurt, vol 28 (1952) p.105-118.
(6) De Martonne. E., " Traite de geographie physique ". veuvieme edi, tome premier, paris (1957) p.230.

'La Classifiction ne peut etre fondee ni exclusivement sur le regime thermique, ni exclusivement sur le regime hygrometrique, Ce sont la evidemment des deux elements, essentiels mais leur importance n'est pas partout la meme "

ويتلخص تقسيم دى مارتن للأقاليم المناخية الرئيسية وأنواعها الثانوية فيما يلى (شكل ٧٥) :

(A) المناخات الحارة Climats Chauds :

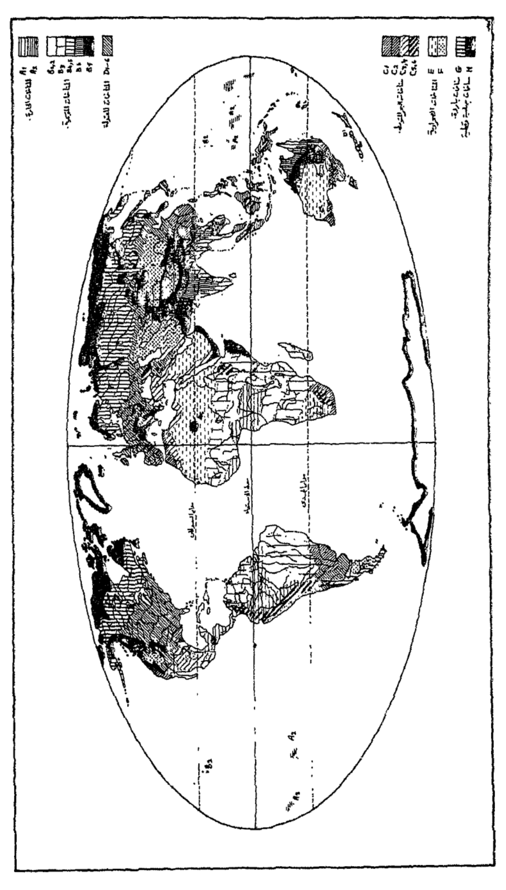
لا ينخفض متوسط درجة حرارة أى شهر من شهور السنة فيها عن ٦٨ْف (٢٠ْم) وتشمل أنواعها مايلى :

- A1. المناخ الإستوائى (نوع غينيا) - المدى الحرارى السنوى ٤ْف وامطاره طول العام وتغزر فى الإعتداليين .
- A2. المناخ الإستوائى (نوع الجزر الأقيانوسية) - معتدل جزرى .
- B1. المناخ شبه الإستوائى أو السودانى - المدى الحرارى السنوى أكثر من ٤ْف وامطاره صيفية .
- B2. المناخ شبه الإستوائى نوع هاواى - شبه إستوائى معتدل .
- B3. المناخ المدارى نوع السنغال - يزيد المدى الحرارى السنوى عن ٢٠ْف وأمطاره صيفية وله فصل جفاف طويل .

(B) المناخات الموسمية Climats de Moussons :

وتتأثر هذه الأقاليم المناخية بهبوب الرياح الموسمية عليها خلال فصول معينة من السنة وتتأثر الظروف المناخية العامة بسقوط الأمطار الموسمية وإختلاف مواسمها ، وتشمل أنواعها .

- A3. المناخ الموسمى نوع كمبوديا - غزير المطر صيفاً .
- B4. المناخ الموسمى نوع البنغال - ومدارى رطب - المدى الحرارى محدود وأمطاره غزيرة صيفاً .



(شكل ٧٥) الأقاليم المناخية فى العالم حسب دراسات

إيمانويل دى مارتن فى عام ١٩٢٥ .

- .B5 المناخ الموسمى نوع أنام . - مدارى رطب تزيد كمية المطر السنوى عن ٨٠ بوصة .

- .B6 المناخ الموسمى نوع وسط الهند - تقل كمية المطر السنوى عن ٦٠ بوصة ومعظمها أمطار صيفية .

- B7 المناخ الموسمى نوع البنجاب . غزير المطر جداً خلال فصل الصيف ولكن به فصل جاف طويل .

(C) مناخات البحر المتوسط Climats Mediterraneens :

لا ينخفض متوسط درجة حرارة أى شهر من شهور السنة هنا عن ٥٠ْف (١٠م) وتشمل أنواعها :

- C1 مناخ البحر المتوسط نوع الصين (موسمى شرق القارات) - امطاره صيفية .

- C2 مناخ البحر المتوسط نوع البرتغال (بحرى) - معتدل وأمطاره شتوية .

- C3 مناخ البحر المتوسط النوع القارى يرتفع فيه المدى الحرارى اليومى والفصلى .

- C4 مناخ البحر المتوسط النوع السورى - مرتفع الحرارة صيفاً ، وقليل المطر شتاء

- C5 مناخ البحر المتوسط نوع كولوميا - معتدل جبلى .

-C6 مناخ البحر المتوسط نوع المكسيك . معتدل جبلى ، ويرتفع فيه المدى الحرارى اليومى والفصلى .

(D) المناخات المعتدلة Climats temperes :

وتشتمل على فصل بارد ينخفض فيه متسوسط درجة الحرارة الشهرية إلى أقل من ٥٠ْف (١٠م) ويشمل :

D1-نوع المعتدل البحرى (بريتانى) - المدى الحرارى محدود ، أمطاره طول العام تغزر شتاءاً .

D2-نوع المعتدل الإنتقالى (باريسى) يرتفع فيه المدى الحرارى الفصلى .

D3-نوع المعتدل القارى (بولندى) - المدى الحرارى السنوى كبير وامطاره صيفية .

D4-نوع شبه البحر المتوسط (دانوبى) قارى وأمطاره فى الشتاء والخريف .

D5-نوع الإستبس (أوكرانى) يرتفع فيه المدى الحرارى وأمطاره إنقلابية تحدث فى الربيع والصيف .

D6-نوع موسمى شرق القارات (منشورى) معتدل صيفاً ، وبارد شتاء إوامطاره صيفية ، يرتفع فيه المدى الحرارى الفصلى .

D7-نوع موسمى شرق القارات (يابانى) معتدل صيفاً وأمطاره صيفية ويقل فيه المدى الحرارى الفصلى .

(E-F) المناخات الصحراوية Climats desertiques :

وتتميز هذه الأقاليم المناخية بزيادة المدى الحرارى اليومى والفصلى وإرتفاع المتوسط الشهرى لدرجة الحرارة عن ٥٠°ف (١٠°م) وتشمل :

E1-نوع الصحراء الكبرى الإفريقية - المدى الحرارى اليومى والسنوى كبير جداً وهو نادر المطر .

E2-نوع الصحارى الساحلية (نوع بيرو) المدى الحرارى اليومى والسنوى كبير جداً ويحدث فيه الضباب بكثرة .

F1-نوع الصحارى الباردة (نوع أرال) - جاف وبارد شتاء

F2-نوع الصحارى الباردة (نوع بتاجونيا) - شبه جاف وبارد شتاء.

F3-نوع الصحارى الباردة (نوع التبت) - معتدل صيفاً ، وبارد شتاء

ونادر المطر وتختلف الحرارة محلياً مع الإرتفاع .

(G-H) المناخات الباردة والجبلية Climats froids et Alpin :

لاترتفع درجة حرارة معظم شهور السنة فى المناخات الباردة عن ٥٠°ف (١٠°م) ، فى حين تختلف درجة الحرارة مع الإرتفاع فى المناطق الجبلية وتبعاً للظروف المحلية وتشمل :

G1-نوع المناخ البارد النرويجى – أمطاره طول العام وتزداد فى الخريف .

G2-نوع المناخ البارد السيبيرى – قارى وشديد البرودة (شتاء .)

H-نوع المناخ القطبى – شديد البرودة معظم شهور السنة وهو قليل الرطوبة .

H1-نوع المناخ البارد الجبلى – (نوع كولومبيا المدارى ونوع الألب المعتدل) وتختلف درجة الحرارة هنا مع الإرتفاع وكذلك كمية التساقط وفصليته وذلك بحسب مواجهة السفوح الجبلية للرياح المحملة بالرطوبة .

من دراسة المضمون العام لتقسيم دى مارتُن يمكن أن نخرج بالملاحظات الآتية :

١– إستخدم دى مارتُن عنصراً واحداً رئيسياً وهو درجة الحرارة عند تصنيفه الأقاليم المناخية الرئيسية وجاءت مسميات هذه الأقاليم تبعاً لإختلاف درجة الحرارة (مثل المناخات الحارة ، والمناخات المعتدلة والمناخات الباردة ..) وكان ينبغى أن يسمى كل إقليم منها بتسمية تدل على إرتباط ظروفه وخصائصه العامة بأكثر من عنصر مناخى (كان تسمى مثلاً : الأقاليم الحارة الرطبة ، والأقاليم المعتدلة الرطبة وأخرى معتدلة شبه رطبة ، والأقاليم الباردة الجافة وهكذا) .

٢– لم يعتمد دى مارتُن على أسس ثابتة عند تقسيمه الأقاليم المناخية لسطح العالم فهو يعتمد تارة على الإختلافات فى المتوسطات الشهرية لدرجة الحرارة ، ثم تارة أخرى على فصلية المطر . وعند تقسيمه

للأنواع الثانوية للإقليم المناخى الصحراوى إعتمد دى مارتُن على الإختلافات فى مقدار المدى الحرارى السنوى .

٣- ميز دى مارتُن كلا من المناخ الموسمى والمناخ الصحراوى كإقليمين مناخيين رئيسيين ينفصل كل منهما عن الآخر ، فى حين كان يمكن إعتبارهما جزءاً مما أسماه دى مارتُن بإقليم المناخات المعتدلة . ومن ثم نلاحظ أن إقليم شرق الصين الموسمى C1 فى نصف الكرة الشمالى ، وإقليم البمبا فى أمريكا الجنوبية C1 ، وإقليم جنوب شرق افريقيا C1 وإقليم شرق استراليا ، C1 وضعها دى مارتُن جميعاً ضمن نطاق إقليم مناخ البحر المتوسط ذلك لأنها تقع عند نفس دوائر عرض هذا الإقليم ، على الرغم من أن الخصائص العامة لمناخات هذه الأقاليم فى شرق القارات تختلف تماماً عن مناخ البحر المتوسط والذى يتمثل أساساً فى غرب القارات .

٤- على الرغم من أن دى مارتُن ميز الإقليم المناخى الموسمى منفصلاً عن غيره من الأقاليم المناخية الأخرى Climats de Moussons (B) إلا أن بعض أنواع المناخات الموسمية التى ميزها لم يضعها داخل إطار هذا الإقليم الرئيسى ، بل وضع بعضاً منها - كما سبقت الإشارة من قبل - مع إقليم مناخ البحر المتوسط (C) وبعضها الآخر إعتبرها تابعة لإقليم المناخات المعتدلة (D).

وتجدر الإشارة إلى أن دى مارتُن أحسن إستخدام حروف الأبجدية اللاتينية الكبيرة والصغيرة لكى يرمز كل منها إلى الأقاليم المناخية الرئيسية وأنواعها الثانوية ، فجاءت دراسته واضحة مبسطة . وقد إستخدم معظم الباحثين هذه الرموز من بعده لكى تعبر عن مسميات الأقاليم المناخية المقترحة .

(٢) تقسيم « كوبن » للأقاليم المناخية فى العالم

إقترح الدكتور فلاديمير كوبن Dr. Wladimir Koppen عندما كان أستاذاً فى جامعة جراتز Graz Univ بالنمسا فى عام ١٩١٨ تقسيماً مناخياً ، صنف فيه سطح الأرض إلى أقاليم مناخية متباينة . ومنذ ذلك الحين أدخل كوبن على تقسيمه السابق عدة إضافات وتعديلات إلى أن ظهرت خريطته المشهورة لأقاليم العالم المناخية فى برلين فى عام ١٩٣١[١] وذلك فى كتابه المعروف بإسم مناخ العالم Grundriess der Klimakunde . ثم قام كوبن بعد ذلك بعمل دراسات تفصيلية للأقاليم المناخية لبعض قارات العالم وذلك فى كتابه المكون من خمسة أجزاء والمعروف بإسم مرجع أو «دليل علم المناخ» Handbuck der Klimatologie[٢]. وظهرت خريطة كوبن للأقاليم المناخية فى العالم دون تعديل كبير عن كتابه الذى نشر فى عام ١٩٣٦ تحت عنوان «النظام الجغرافى للمناخ» Das geographischen system der Klimate[٣].

ويعتمد تقسيم كوبن فى عام ١٩٣٦ على المتوسطات السنوية والشهرية لكل من درجات الحرارة وكمية التساقط . وإعتبر كوبن الإختلافات النباتية الطبيعية إنعكاساً للظروف المناخية المتنوعة . وقد درس كوبن أثر التساقط على نمو النباتات ، إلا أنه أوضح كذلك بأن شدة التبخر Intensity of Evaporation التى تتسبب فى فقدان كميات كبيرة من رطوبة التربة لها أثرها كذلك فى كثافة الغطاءات النباتاتية الطبيعية وفى المراحل المختلفة لنمو النباتات . ومن ثم فإن كمية الأمطار الساقطة بحسب دراسات كوبن (والتى تحسب أحياناً كجزء من التساقط العام فى مكان ما) لا تستفيد النباتات بكمياتها الفعلية ذلك لأن قسماً كبيراً منها يدخل فى نطاق المياه المفقودة . وعلى ذلك إهتم كوبن بحساب شدة التبخر ، وحجم المياه

---

(1) Koppen, W., " Grundriss der Klimakunde ", Berlin (1931).
(2) Koppen, W., " Handbuch der Klimatologie " Berlin (1930-1933).
(3) Koppen. W., " Das geographische system der Klimate ", vol. 1 part C., Berlin (1936).

المفقودة من التربة ، والحجم الفعلى للمياه الذى تستفيد منه النباتات الطبيعية فى مراحل نموها المختلفة .

وعندما إقترح كوبن معدلاته المعروفة عن شدة التبخر قام أولاً بتحديد القيمة الفعلية للتساقط Precipitation Effectiveness على أنها تتضمن العلاقة المتبادلة بين كل من التساقط والحرارة ، وقد رجح دى مارتن من قبل أن القيمة الفعلية للتساقط =

$$Y = \frac{P}{T + 10}$$ أى $$ق = \frac{م}{ح + ١٠}$$

أى $$\frac{\text{المعدل السنوى للمطر (ملم)}}{\text{المعدل الشهرى للحرارة (م}^{\circ}\text{) +١٠}}$$

أما كوبن فأوضح بأن أى كمية من المطر تسقط فوق أقاليم مناخية حارة ، أو تجمع سقوطها فى مكان ما خلال الفصل المرتفع الحرارة من السنة (حيث يشتد التبخر) تعد قيمتها الفعلية قليلة بالنسبة لحاجة النباتات . هذا بخلاف الحال إذا ما سقطت نفس هذه الكمية من المطر فوق أقاليم مناخية معتدلة الحرارة ، أو تجمع سقوطها خلال الفصل المعتدل الحرارة ، فإن قيمتها الفعلية تكون عالية . وعلى ذلك إقترح كوبن بأن أقاليم الغابات الطبيعية تختلف حاجتها الفعلية من التساقط (P) بحسب موقعها ، ومن فصل إلى آخر فى الموقع الواحد . وإقترح كوبن بأن القيمة الفعلية للتساقط فى إقليم الغابات خلال فصل الشتاء ينبغى أن تكون ضعف المتوسط السنوى للحرارة بالدرجات المئوية(T) وفى هذه الحالة تكون : م=٢ (ح) أى $P=2T$

وتحتاج هذه الغابات خلال فصل الصيف إلى كميات من التساقط اكبر مما كانت عليه شتاء ، حتى يمكن لها أن تعوض الفاقد من المياه بالتبخر وفى هذه الحالة تكون القيمة الفعلية للتساقط = .

م = ٢ (ح +١٤) أى $P= 2 (T + 14)$

ويرى كوبن بأن القيمة الفعلية للتساقط طول العام بالنسبة للمناطق الغابية ينبغى الا تقل عن الآتى :

م = ٢ (ح + ٧) أى $P = 2 (T + 7)$

ورجح كوبن المعامل الثابت ٧ على أساس أن أدنى درجة حرارة يمكن أن يستفيد منها النبات عند سقوط الأمطار الا تقل عن -٧م حتى لا تكون التربة متجمدة ، وإلا يكون التساقط هنا على شكل ثلج . وعلى ذلك لا يهتم كوبن بحساب القيمة الفعلية للأمطار لأى منطقة من العالم إذا إنخفض المعدل السنوى لدرجة حرارتها عن -٧م .

ويعترض الأستاذ تريوارتا Trewarthaعلى هذه المعدلات التى إقترحها كوبن لحساب كمية الأمطار الفعلية بالنسبة للمناطق المختلفة ، وأكد بأنها غير مرضية بصورة تامة [1] ، ذلك لأن معدلات كوبن للقيمة الفعلية للتساقط بالنسبة للأقاليم الصحراوية وهى :

م = (ح + ٧) أى $P = (T + 7)$

تعد فى حاجة إلى تعديل ويتساءل تريوارتا ، كيف تكون القيمة الفعلية للتساقط فى الصحارى الحارة الجافة صيفاً تعادل المعدل الشهرى لدرجة الحرارة مضافاً إليه المعامل الثابت ، فى الوقت الذى لا تسقط فيه أى أمطار فى معظم هذه المناطق .

وقد تأثر كوبن Koppen عند تقسيمه سطح العالم إلى أقاليم مناخية بالتقسيم الذى إقترحه ديكانول A.de Canolle فى عام ١٨٧٤ ، وهو التقسيم الذى ميز فيه الباحث خمسة أقاليم نباتية كبرى فى العالم وهى :

أ- نباتات الأقاليم الحارة المطيرة . Megatherms

أ- نباتات الأقاليم الجافة وشبه الجافة . Xerophytes

(1) Trewartha, G.T., " An Introduction to Climate ", N.Y. (1954) p.225-226.

جـ - نباتات الأقاليم المعتدلة الدفيئة . Mesotherms

د- نباتات الأقاليم الباردة الرطبة . Mikotherms

هـ- نباتات المناطق القطبية . Hekistotherms

ومن ثم قسم كوبن سطح الأرض إلى خمسة أقاليم مناخية كبرى [١] . ورمز لكل منها بحرف من الحروف الأبجدية اللاتينية الكبيرة Capital Letters وهى :

A ترمز إلى إقليم المناخ المدارى الرطب .

B ترمز إلى إقليم المناخ الجاف .

C ترمز إلى إقليم المناخ المعتدل الدفئ الرطب .

D ترمز إلى إقليم المناخ البارد الرطب .

E ترمز إلى إقليم المناخ القطبى .

وإستخدم كوبن بعض حروف الأبجدية اللاتينية الصغيرة Small Letters لتدل على خصائص درجات الحرارة وكمية المطر وفصيلته ، وذلك عند تصنيفه الأنواع المناخية الثانوية داخل الأقاليم المناخية الرئيسية . وتتمثل الرموز التى إستخدمها كوبن لتعبر عن الإختلافات الحرارية فيما يلى :

a= صيف حار ، أدفء شهور السنة تزيد حرارته عن ٧١,٦ْ (٢٢ْم).

(يتمثل فى مناخ نوع C ، ومناخ نوع D) .

b= صيف دفئ ، أدفء شهور السنة تقل حرارته عن ٧١,٦ْ (٢٢ْم).

(يتمثل فى مناخ نوع C ، ومناخ نوع D) .

c= صيف قصير بارد أقل من أربعة شهور ومتوسط حرارته ٥٠ْف (١٠ْم) . (يتمثل فى مناخ نوع C ، ومناخ نوع D) .

(1) Strahler, A.N., " Introduction to Physical geography ", Wiley (1969)p.125.

d= شتاء بارد جداً وابرد شهور السنة اقل من ٣٦,٤°ف (-٣,٨°م).

(يتمثل فى مناخ D فقط).

h= جاف وحار ، ومتوسط الحرارة السنوية تزيد عن ٦٤,٤°ف (١٨°م). (يتمثل فى مناخ B فقط).

k= جاف وبارد ، ومتوسط الحرارة السنوية تقل عن ٦٤,٤°ف (١٨°م).

(يتمثل فى مناخ B فقط).

اما بالنسبة للإختلافات فى كمية المطر فقد عبر كوبن عن ذلك بإستخدامه حروفاً ابجدية لاتينية صغيرة هى :

f= رطب وممطر طول العام ولا يوجد فصل جاف وتتمثل فى مناخات A,C,D,

w= جاف شتاء.

s= جاف صيفاً

m= غزير المطر على الرغم من وجود فصل جاف قصير ويتمثل فى المناخ الموسمى الرطب بنوع A .

هذا إلى جانب إستخدام كوبن لحرفين من حروف الأبجدية اللاتينية الكبيرة وهما W,S : ليرمز كل منهما إلى بعض الإختلافات المناخية فى المناخ الجاف حيث إن :

BW تدل على المناخ الصحراوى الحار الجاف .

BS تدل على المناخ الجاف (نوع الإستبس) .

وتتلخص الخصائص العامة للأقاليم المناخية الخمس الكبرى وأنواعها الثانوية التى ميزها فلاديمير كوبن (١) فيما يلى :

---

(1) a- Trewartha, G.T., " An Introduction to Climate ", N.Y. (1954) p.225

b- Strahler. A.N., " Introduction to Physical geography ", Wiley (1969) p. 124-125.

١- إقليم المناخ المدارى الرطب(A) Tropical Rainy Climates :

وترتفع فيه درجة حرارة أى شهر من شهور السنة عن ٦٤,٤ْف (١٨ْم) وتتنوع الأقاليم الثانوية داخل هذا الإقليم تبعاً لكمية المطر السنوى وفصلية المطر والتى تؤثر بدورها فى نوع الغطاءات النباتية وكثافتها ومن ثم ميز كوبن الأنواع الثانوية الآتية :

أ- نوع مناخ Af وهو ممطر طول العام (إستوائى) تزيد درجة الحرارة فى أى شهر من شهور السنة عن ٦٤,٤ْف ، ولا تقل كمية المطر فى أى شهر من شهور السنة كذلك عن ٢,٤ بوصة ، وتنمو فيه الغابات الإستوائية الكثيفة (شكل ٧٦) .

ب- نوع مناخ Aw ويتمثل فيه فصل جاف قصير تقل كمية المطر الشهرى خلاله عن ٢,٤ بوصة ، وتسمح هذه الظروف المناخية بنمو حشائش السافانا الطويلة الخشنة .

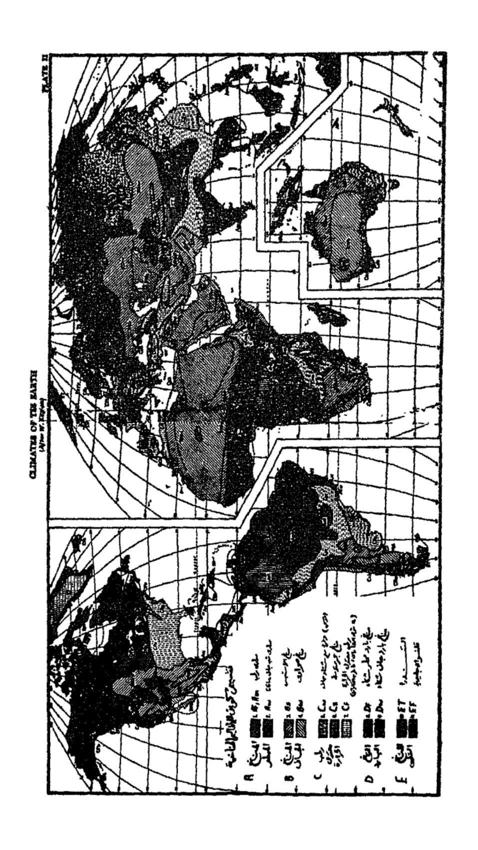
جـ- نوع مناخ Am ويرمز إلى المناخ الموسمى الحار الرطب الذى يتمثل بوجه خاص فى جنوب شرقى آسيا ، وهو غزير المطر صيفاً وبه فصل جاف قصير خلال الشتاء لايزيد طوله عن ثلاثة أشهر .

٢- إقليم المناخ الجاف (B) Dry Climates :

يعزى سبب جفاف هذا الإقليم إلى أن القيمة الفعلية للتبخر تزيد عن تلك المكتسبة بالأمطار . وتبعاً لإختلاف درجة حرارة الأقاليم المناخية الجافة ميز كوبن كلاً من :

أ- نوع المناخ الصحراوى الجاف Bw، وإذا كان هذا الإقليم المناخى مرتفع الحرارة فيرمز إليه بالحروف BWh ، أما إذا تمثل فيه فصل بارد فيرمز إليه بالحروف BWh .

ب- نوع المناخ الصحراوى المعتدل شبه الجاف Bs وإذا كان هذا الإقليم المناخى مرتفع الحرارة فيرمز إليه بالحروف BSh وإذا تمثل فيه فصل بارد فيرمز إليه بالحروف Bsk .



(شكل ٧٦) الأقاليم المناخية فى العالم بحسب دراسات

فلاديمير كوبن فى عام ١٩٣١.

٣- إقليم المناخ المعتدل الدفئ الرطب Humid Mesothermal Climates (C) :

إهتم كوبن بدراسات الإختلافات الحرارية الشهرية فى هذا الإقليم المناخى ، وعلى أساس أن درجة حرارة أبرد شهور السنة التى تتراوح من ٦٤,٤°ف إلى ٢٦,٦°ف (١٨°م إلى ٣°م) وإختلاف كمية المطر السنوى وفصليته كذلك بين جزء وأخر داخل نطاق هذا الإقليم المناخى الرئيسى ميز كوبن ثلاثة أنواع مناخية ثانوية هى :

أ- نوع دفئ جاف شتاءً Cw ، مناخ موسمى معتدل ومناخ أقاليم السافانا .

ب- نوع دفئ جاف صيفاً Cs ، مناخ البحر المتوسط .

جـ- نوع معتدل دفئ رطب Cf ، مناخ شرق القارات فى العروض المعتدلة .

٤- إقليم المناخ البارد الرطب Humid Microthermal Climates (D) :

ويتميز هذا الإقليم المناخى بأن أبرد شهور السنة تقل درجة حرارته عن ٢٦,٦°ف ، وادفأ الشهور تزيد عن ٥٠° ف ، وهو الحد الذى يتفق مع حد النمو لمعظم النباتات فى رأى كوبن . وعلى أساس فصلية المطر ميز كوبن الإقليمين المناخيين الآتيين :

أ- نوع المناخ البارد الممطر طول العام Df، وتغزر فيه الأمطار شتاءً .

ب- نوع المناخ البارد Dw ويتميز بحدوث فصل جاف خلال فصل الشتاء .

٥- إقليم المناخ القطبى Polar Climates (E) :

وقد ميز كوبن هذا الإقليم المناخى على أساس أن ادفأ شهور السنة لا تزيد عن ٥٠°ف (١٠°م) ، وعلى أساس إختلاف طول فصل النمو فى هذا الإقليم ميز كوبن الإقليمين الثانويين الآتيين :

أ- نوع مناخ التندرا (ET) وبه فصل نمو قصير ترتفع درجة الحرارة فيه عن الصفر المئوى لمدة لاتزيد عن ثلاثة اشهر .

ب- نوع المناخ الجليدى (EF) لا يتمثل فيه فصل نمو وتنخفض درجة

حرارة كل شهور السنة عن الصفر المئوى .

وتتلخص الخصائص العامة للأقاليم المناخية التى إقترحها كوبن فى الجدول الآتى ، وقد واجه هذا التقسيم المناخى الذى إقترحه الأستاذ كوبن عدة إقتراحات تتلخص فيما يلى :

١- من الصعب أن يضع الباحث حدوداً تفصل بدقة بين كل إقليم مناخى وأخر ، وذلك لأن التغير من إقليم مناخى إلى آخر مجاور يحدث بصورة تدريجية ، وليس تغيراً فجائياً ، كما يظهر فى كثير من الحدود التى إقترحها الأستاذ كوبن والتى تفصل بشدة بين الأقاليم المناخية المتجاورة . وعلى ذلك تجاهل التقسيم المناخى مشكلة المناطق الهامشية Marginal areas والتى تقع عند أطراف كل إقليم مناخى والتى يمكن إعتبارها ضمناً لأى من الأقاليم المناخية التى تقع بجوارها . هذا إلى جانب النقص الكبير فى عدد محطات الأرصاد الجوية على سطح الأرض وقلة كثافة البيانات والمعلومات المناخية اللازمة بحيث يمكن إقتراح الحدود الفاصلة بين إقليم مناخى وأخر بصورة دقيقة .

٢- إعتمد الأستاذ كوبن عند تقسيمه الأقاليم المناخية الثانوية الواقعة داخل كل إقليم على الأسس والمعادلات التى إقترحها لتمييز تلك الأقاليم أكثر من إعتماده على البيانات المناخية الفعلية الخاصة بها . على سبيل المثال إعتبر الأستاذ كوبن إقليم بيوجت سوند Puget Sound ذو المناخ المعتدل البارد وبغاباته المشهورة المعروفة باسم شربين دوجلاس Douglas Fir Forests تابعاً لمناخ البحر المتوسط ، أى مع القسم الأوسط من كاليفورنيا (غرب الولايات المتحدة الأمريكية) . هذا بالرغم من الفرق الكبير بين خصائص هذين الإقليمين من الناحية المناخية .

٣- إن المعادلات التى إستخدمها الأستاذ كوبن عند تمييزه للأقاليم المناخية الثانوية فى المناطق الجبلية داخل نطاق إقليم المناخ القطبى (E) ، هى نفس تلك المعادلات التى إستخدمها عند تصنيف الأقاليم المناخية الثانوية فى المناطق المنخفضة المنسوب فى هذا الإقليم المناخى القطبى .

الأقاليم المناخية الرئيسية	أسس التقييم	الأقاليم المناخية الثانوية وخصائصها الثانوية
١) إقليم المناخ المدارى الرطب (A)	تزيد درجة حرارة أى شهر من شهور السنة عن ٦٤.٤ف (١٨م) .	أ- نوع (Af) مدارى ممطر طول العام ولا تقل كمية المطر الشهرى عن ٢.٤ بوصة تتمثل فيه الغابات الإستوائية . أ- نوع (Aw) مدارى جاف شتاء. به على الأقل شهر تقل كمية المطر عن ٢.٤ بوصة - تنمو به السافانا . جـ- نوع (Am) مدارى موسمى رطب وفصل المطر أطول من الفصل الجاف .
٢) إقليم المناخ الجاف (B)	القيمة الفعلية للتبخر تزيد عن تلك المكتسبة بالأمطار.	أ- نوع الصحراوى الجاف(Bw) والصحراوى .الحار الجاف Bwh . ب- نوع شبه الجاف (الإستبس) Bs وإذا كان مرتفع الحرارة (BSh) يزيد المتوسط السنوى للحرارة عن ٦٤.٤ف. اما إذا إنخفض المتوسط السنوى للحرارة عن ٦٤.٤ف يتكون المناخ الجاف البارد BSk.
٣) إقليم المناخ المعتدل الدفئ الرطب (C)	تتراوح درجة حرارة ابرد شهور السنة من (١٨م إلى - ٣م) (٦٤.٤ف إلى ٢٦.٦ف) .	أ- نوع المعتدل الدفئ الرطب العام (Cf) وتقل كمية المطر الشهرى عن ١.٢ بوصة . ب- نوع الدافئ شبه الجاف (Cw)جاف شتاء يمثل المناخ الموسمى جنوب الصين. جـ- نوع المعتدل الدفئ الجاف : (Cs)جاف صيفاً - مناخ البحر المتوسط.
٤) إقليم المناخ البارد الرطب (D)	ابرد شهور السنة تقل عن ٢٦.٦ف (-٣م) وهو الحد الذى يتفق مع حد النمو ومتوسط ادفء شهور السنة نحو ١٠ف (١٠)م	أ- نوع المناخ البارد الممطر (Df) ممطر طول العام ويغزر المطر شتاءً ب- نوع المناخ البارد الجاف شتاء (Dw)
٥) إقليم المناخ القطبى (E)	تقل درجة حرارة ادفأ شهور السنة عن ٥٠ف (١٠)م.	أ- نوع مناخ التندرا : (ET) يتمثل فيه فصل نمو قصير ترتفع فيه درجة الحرارة عن الصفر المئوى . ب- نوع المناخ الجليدى : (EF)لايوجد فيه فصل للنمو وتنخفض درجة حرارة كل شهور السنة عن الصفر المئوى .

ومن ثم لم تظهر هذه الدراسة الإختلافات المناخية فيما بين تلك الأقاليم المناخية الثانوية ولم يتمكن كوبن من تمييز أقاليم مناخية ثانوية داخل نطاق إقليم التندرا .

٤- إعتبر معظم الباحثين أن تقسيم كوبن يعد تقسيماً وصفياً تجريبياً Empirical Classification. إلا أن لهذا التقسيم محاسنه التى لا يمكن إغفالها خاصة بالنسبة لدارس علم المناخ تبعاً لبساطته ، وحسن إختيار الأستاذ كوبن للرموز الهجائية المعبرة عن الخصائص المناخية للأقاليم المناخية الرئيسية والثانوية . ومن ثم شاع إستخدام هذا التقسيم المناخى كنموذج دراسى للتقاسيم المناخية المختلفة ، وتدرس أصول هذا التقسيم فى جامعات الولايات المتحدة الأمريكية (٢) .

(٣) تقسيم « تريوارتا » للأقاليم المناخية فى العالم

قصد الأستاذ تريوارتا من عرض تقسيمه المناخى الذى إقترحه فى عام ١٩٣٧ ، أن يقدم تقسيماً مبسطاً يضم فيه عدداً محدوداً من الأقاليم المناخية الرئيسية ، وبحيث يكون من السهل أن ينقسم كل من هذه الأقاليم الرئيسية إلى أخرى ثانوية من الدرجة الثانية أو من الدرجة الثالثة . ومع ذلك يتفق تقسيم تريوارتا فى كثير من تفاصيله مع التقسيم المناخى الذى إقترحه الأستاذ كوبن من قبل . وقد أضاف تريوارتا إلى تقسيم كوبن بعض التعديلات المحدودة . ويذكر تريوارتا هذه الملاحظة فى كتابه (٣)

" Classification of Climates.. is a modiffied from the Koppen System وعلى ذلك ميز تريوارتا خمسة أقاليم مناخية كبرى ، بنفس

(1) Trewartha, G.T., " An Introduction to Climate " N.Y. (1954) p.225-228.

(2) a- Jones, S.B., " Classifications of North American Climates " Econ. Geog. Vol.8 (1932) p. 205-208.

b- Edward, A. Ackerman, " The Koppen Classification of Cli-.mate in North America ", Geog. Rev. Vol 31 (1941) p.105-111

c- Trewartha, G.T., " An Introduction to Climate " N.Y. First ed. and 3rd edi (1954) p. 231.

النظام والترتيب الذى إقترحه كوبن من قبل ، بل إستخدم تريوارتا أيضاً نفس الرموز التى سبق للأستاذ كوبن إستخدامها من قبل والتى تتمثل فى بعض حروف الأبجدية اللاتينية الكبيرة والصغيرة معاً .

على ذلك إستخدم الأستاذ تريوارتا خمسة حروف كبيرة هى A,B,C,D,E ليدل كل منها على إقليم مناخى رئيسى من الأقاليم المناخية الخمس الكبرى التى ميزها على سطح الأرض . كما إستخدم تريوارتا بعض الحروف الأبجدية اللاتينية الصغيرة لتدل على الإختلافات فى درجة الحرارة وهى :

a= أدفء الشهور أعلى من ٢٢ْم (٧١,٦ْف) .

b= أدفء الشهور أقل من ٢٢ْم (٧١,٦ْف) .

c= أدفء الشهور أقل من ٢٢ْم (٧١,٦ْف) . وتبلغ درجة الحرارة فيه ١٠ْم (٥٠ْف) لمدة تقل عن أربعة شهور .

d= أبرد شهور السنة أقل من –٣,٨ْم (–٣٦,٤ْف) .

وإستخدم تريوارتا بعض حروف أخرى من الأبجدية اللاتينية الصغيرة لتدل على الإختلافات فى كمية الأمطار الساقطة وهى :

f= لا يوجد فصل جاف ، وأجف شهور السنة يسقط فيه أكثر من ٦ ملم (٢,٤ بوصة مطر) .

s= فصل جاف صيفى .

w= فصل جاف شتوى ، وأجف شهور السنة تقل كمية المطر فيه عن ٦ ملم (٢,٤ بوصة) .

كما إستخدم تريوارتا الحرفين W ، ليدل على الصحارى الحارة الجافة ، والحرف S ليدل على الصحارى فى العروض الوسطى (الإستبس) ، وأضاف إليهما كذلك الحرف h عندما تكون درجة الحرارة مرتفعة ،

والحرف k عندما تكون درجة الحرارة منخفضة (١) .

ويمكن أن نلخص الخصائص العامة للأقاليم المناخية التى إقترحها تريوارتا بما يلى (شكل ٧٧) .

١- المناخ المدارى الممطر Tropical Rainy Climate :

ويتمثل فى المناطق الإستوائية والأراضى المجاورة لها وتتأثر هذه المناطق بشدة حدوث تيارات الحمل الصاعدة ، وتكوين مناطق الرهو الإستوائى وتتجه الرياح التجارية الشرقية من مراكز الضغط المرتفع عند عروض الخيل بنصفى الكرة الأرضية إلى مراكز الضغط المنخفض الكبرى فى هذا الإقليم ، وتنحرف إتجاهاتها عند عبورها الدائرة الإستوائية ولا يوجد فيه فصل جاف ومعظم أمطاره إنقلابية ولا تقل درجة حرارة أبرد الشهور عن ١٨°م (٦٤,٤°ف) ، وينقسم إلى نوعين مناخيين هما :

أ- مناخ مدارى ممطر طول العام Af, Am .

ب- مناخ مدارى رطب وبه فصل جاف قصير Aw .

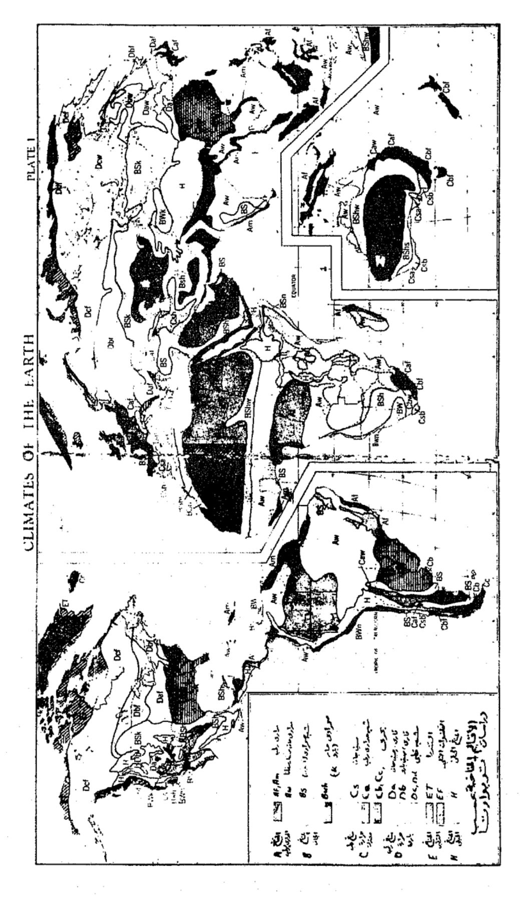
٢- المناخ الجاف Dry (B):

ويتمثل فى العروض المدارية فيما وراء إقليم المناخ المدارى الممطر وأهم ما يميز هذا الإقليم المناخى هو أن الفاقد بالتبخر يزيد عن المكتسب من الأمطار الساقطة . وتتكون فيه مناطق الضغط المرتفع المدارية وأضداد الأعاصير . ويتأثر هذا الإقليم المناخى بهبوب الرياح التجارية الشرقية وتبعاً لإختلاف كمية الأمطار الساقطة من جزء إلى آخر داخل هذا النطاق وإختلاف درجة الحرارة كذلك ، ميز تريوارتا ستة أنواع من الأقاليم المناخية الثانوية هى :

---

(1) a- Trewartha, G.T., " An Introduction to Climate " N.Y. (1954)p.233-235.

b- Strahler, A.N., " Introduction to Physical geography " Wiley N.Y. (1969)p.128.



(شكل ٧٧) الأقاليم المناخية فى العالم بحسب دراسات تريوارثا فى عام ١٩٣٧ .

أ- مناخ شبه صحراوى (شبه إستبس) BS .

ب-مناخ مدارى وشبه مدارى حار به فصل رطب قصير BSh .

جـ- مناخ جاف فى العروض الوسطى بارد وأمطارة صيفية وقليلة .

د- مناخ صحراوى BW .

هـ- مناخ صحراوى مدارى حار وجاف BWh .

و- مناخ صحراوى فى العروض الوسطى بارد وجاف BWk .

٣- المناخ الرطب المعتدل الحرارة Humid Mesothermal (C):

يقع هذا الإقليم المناخى فيما وراء العروض الوسطى ويتأثر بالرياح العكسية الغربية وتختلف فيه كمية الأمطار ومواسمها من إقليم إلى آخر وذلك بحسب موقع كل إقليم وظروفه المحلية . إلا أن ابرد شهور السنة فى هذا الإقليم المناخى تتراوح من ١٨°م (٦٤,٤°ف) إلى صفر°م (٣٢°ف) ، ويضم هذا الإقليم المناخى الرئيسى ثلاثة انواع مناخية ثانوية هى :

أ- مناخ شبه مدارى جاف صيفاً ، ممطر شتاء Cs .

ب- مناخ شبه مدارى رطب Ca .

جـ- مناخ بحرى ممطر طول العام وخاصة شتاء Cc ، Cb .

٤- المناخ الرطب البارد Hummid Mircrothermal (D) :

يتمثل هذا النوع من المناخ فى العروض المعتدلة والباردة ، ويتميز بإنخفاض المتوسطات الشهرية لدرجة حرارته طول السنة ، وبحيث لا تزيد درجة حرارة ادفأ شهور السنة فيه عن ١٠°م (٥٠°ف) ، فى حين تنخفض درجة حرارة ابرد شهور السنة فيه عن صفر°م (٣٢°ف) ، ويتاثر هذا الإقليم بهبوب الرياح العكسية الغربية والإنخفاضات الجوية المصاحبة لها كما يتاثر كذلك بالرياح القطبية ، ويشتمل هذا الإقليم المناخى على ثلاثة انواع من الأقاليم المناخية الثانوية هى :

أ- مناخ قارى رطب ، دفئ صيفاً Da.

ب- مناخ قارى رطب ، بارد صيفاً Db .

جـ- مناخ شبه قطبى Dd ، Dc .

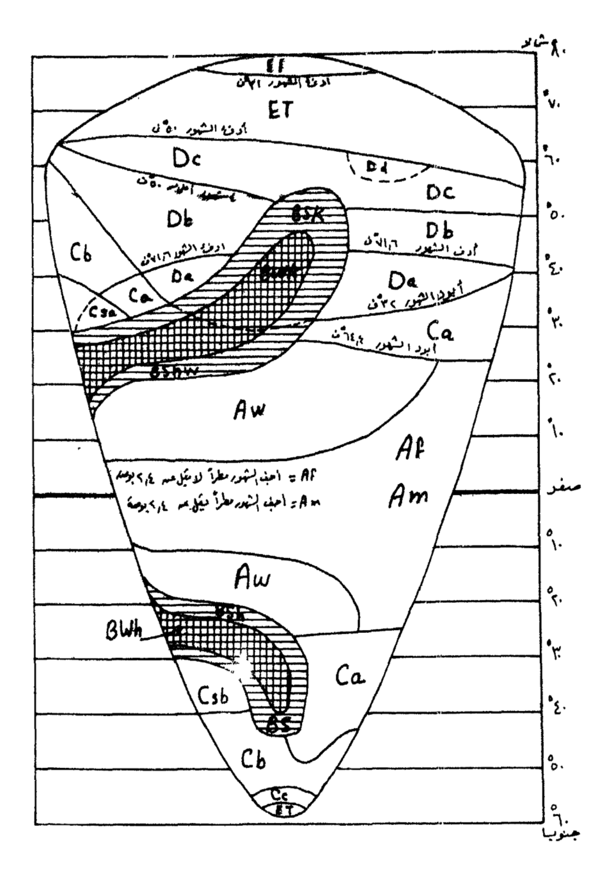
٤- المناخ القطبى Polar (E) :

ويتمثل هذا النوع من المناخ فيما وراء الدائرتين القطبيتين ٦٦,٥ْ شمالاً وجنوباً ، ويتميز بإنخفاض درجة حرارته طول العام حتى أن ادفا شهور السنة فى هذا الإقليم المناخى تقل عن ١٠ْم (٥٠ْف) ، ويتأثر بهبوب الرياح القطبية الشرقية وتقل فوقه نسبة التساقط طوال العام (تبعاً لإنخفاض نسبة الرطوبة فى الهواء) ويشتمل هذا الإقليم المناخى على نوعين ثانويين هما :

أ- مناخ التندرا ET.

ب- مناخ القلنسوات الثلجية EF .

ولم يميز تريوارتا اية أنواع أخرى من الأقاليم المناخية بالنسبة للمناطق الجبلية المرتفعة H.وتتلخص مقترحات الأستاذ تريوارتا عن الأقاليم المناخية فى العالم فى خريطة إفتراضية وقع عليها كل هذه الأقاليم المقترحة وأسس تصنيفها (شكل ٧٨) ، كما تتلخص الخصائص العامة لهذه الأقاليم المناخية التى إقترحها تريوارتا فى الجدول الآتى :



(شكل ٧٨) الأقاليم المناخية فى العالم بحسب دراسات تريوارتا موضحة على خريطة إفتراضية للعالم .

الأقاليم المناخية	خصائص المناخ	الضغط والرياح		التساقط
		صيفاً	شتاء	
المداري الممطر A	مداري ممطر طول العام Af Am	منطقة الركود الاستوائي ورياح تجارية [illegible]	ركود استوائي ورياح تجارية	لا يوجد فيه فصل جاف
	مداري رطب به فصل جاف Aw			فصل المطر [illegible]
الجاف B	شبه صحراوي (الاستبس) Bs	[illegible]	[illegible]	—
	مداري حار أو شبه مداري BSh			—
	جاف في العروض الوسطى BSk	ضغط [illegible]		نادر المطر صيفاً
	صحراوي Bw	[illegible]		
	جاف صحراوي حار BWh	[illegible]	منطقة	نادر المطر
	جاف صحراوي بارد BWk	[illegible]	[illegible] الأعاصير	جاف عامة
				جاف عامة
الرطب المعتدل C	مداري جاف صيفاً	ضغط [illegible]	رياح عكسية	جاف صيفاً
	مطر شتاء Cs	[illegible]	غربية	مطر شتاء
	شبه مداري رطب Ca			[illegible] طول العام
	بحري ممطر طول العام Cb	رياح عكسية غربية		مطر طول العام
	بحري ممطر شتاء Cc			يغزر المطر في الشتاء
الرطب البارد D	قاري رطب دافيء صيفاً Da	رياح عكسية غربية	رياح عكسية واضطراب الأعاصير الشتوية	مطر طول العام ويسقط الثلج شتاء
	قاري رطب بارد صيفاً Db			مطر طول العام ويسقط الثلج شتاء بفترة طويلة
	شبه قطبي Dc, Dd			ساقط قليل طول العام
القطبي E	التندرا ET	رياح قطبية شرقية	رياح قطبية شرقية	
	الغطاءات الثلجية Ef			الساقط نادر طول العام
الجبلي H	—	—	—	—

(٤) تقسيم «ثورنثويت» للأقاليم المناخية فى العالم

Thornthwaites Classifiation of Climate

قدم الأستاذ ثورنثويت تقسيمين مختلفين لتصنيف الأقاليم المناخية فى العالم ، إقترح الأول منهما فى الفترة من عام ١٩٣١ - ١٩٣٣ والثانى فى عام ١٩٤٨[١]. ويبدو أن التقسيمين متشابهين فى كثير من تفاصيلهما بدرجة كبيرة ، ومع ذلك فإن ثورنثويت يؤكد بأن كل تقسيم منهما يختلف إختلافاً واضحاً عن الآخر . ومن الطريف أن ثورنثويت زود تقسيمه القديم (فى عام ١٩٣١) بخريطة تفصيلية للأقاليم المناخية التى إقترحها فى قارة أمريكا الشمالية والعالم ، فى حين ظهر تقسيمه الجديد (فى عام ١٩٤٨) دون أن يحتوى على خريطة توضح أبعاد تلك الأقاليم المناخية المعدلة وتوزيعها الجغرافى على سطح الأرض .

وفى التقسيم المناخى القديم لثورنثويت فى عام ١٩٣١ إتبع هذا البحث نفس الأسس التى إقترحها الأستاذ كوبن من قبل ، وإهتم بدراسة النبات الطبيعى على أنه إنعكاس لأثر كل الظروف المناخية المجتمعة فى إقليم ما . ويؤكد بأن التغير فى أشكال الغطاءات النباتية الطبيعية إن دل على شئ فإنما يدل على تغير الظروف المناخية من إقليم إلى أخر فوق سطح الأرض . ومن ثم إستعان ثورنثويت عند إقتراحه للحدود الفاصلة بين الأقاليم المناخية الثانوية على الإختلافات فى التربة والنبات الطبيعى والتصريف المائى لتلك الأقاليم .

---

(1)a- Thronthwaite, C.Warron, " The Climates of North America According to a new Classification ", Geog-Rev, vol.21 (1931) p.633-655.

b- Thronthwaite, C.Warron, " The Climates of the earth "; Geog-Rev, vol.23 (1933) p.433-440.

c-Thronthwaite, C.Warron, " An approach toward a rational classification of climate "; Geog-Rev, vol.38 (1948) p.55-94.

أما القيمة الفعلية للتساقط Precipitation Effectiveness اللازمة لنمو النبات فيمكن حسابها بحسب رأى ثورنثويت على أساس قسمة مجموع كمية التساقط الشهرى على كمية البخر الشهرى ، وأطلق عليها تغيير نسبة التساقط إلى البخر (م/ب) P/E ratio.

أى أن :

$$ق = \frac{م}{ب}$$

بمعنى أن القيمة الفعلية للتساقط = $\frac{\text{مجموع كمية التساقط الشهرى P .}}{\text{مجموع كمية البخر الشهرى E .}}$

وإذا تم حساب هذه النسبة على أساس طول السنة كاملة (أى مجموع التساقط السنوى مقسوماً على مجموع البخر السنوى) فيطلق ثورنثويت على الناتج فى هذه الحالة تعبير معامال التساقط إلى البخر P/E Index .

وعلى الرغم من أن حساب القيمة الفعلية للتساقط بحسب دراسات ثورنثويت تعد أدق من تحديد كوبن للقيمة الفعلية للتساقط فى المناطق الجافة [١] ، إلا انه من الصعب أن تطبق معادلات ثورنثويت بصورة عملية نظراً لصعوبة قياس التبخر ، وقلة البيانات الخاصة به لأنحاء واسعة من سطح العالم حتى اليوم [٢] .

وقد ميز ثورنثويت خمسة أقاليم رطوبة على أساس القيمة الفعلية للمطر . وتتضح خصائصهما النباتية التى تتمثل فيها كما يظهر من دراسة الجدول الآتى :

أقاليم الرطوبة	النباتات الطبيعية	معامل التساقط/النتح P/E Index
A رطب جداً Wet	عابات كثيفه جداً	أكثر من ١٢٨
B رطب Humid	عابات	٦٤ - ١٢٧
C شبه رطب Subhumid	حشائش طويلة وسافانا	٣٢ - ٦٣
D شبه صحراوية Semi Arid	استبس	١٦ - ٣١
E صحراوي Arid	اعشاب صحراوية جافة	أقل من ١٦

(١) سبقت الإشارة إليها من قبل ، وتنص على أن معدل كمية المطر السنوى (ملم) اقل من معدل درجة الحرارة السنوية (م) + معامل ثابت ٧ اى م = ح + ٧ .

(2) Trewartha, G.T., " An Introduction to Climate " N.Y. (1954) p.227.

وأوضح ثورنثويت بأن كمية الأمطار الساقطة سنوياً فوق إقليم ما ليس لها قيمة كبيرة فى الدراسات التفصيلية وخاصة عند تحديد أهميتها بالنسبة لنمو النباتات . ومن ثم إهتم ثورنثويت بدراسة فصلية المطر أو بمعنى أخر مدى تركز كمية الأمطار الساقطة خلال فصل معين وتحت درجة حرارة معينة ، ثم مدى تأثرها بالبخر ، حتى يمكن تحديد القيمة الفعلية للمطر بالنسبة لحاجة نمو النباتات خلال فصول السنة المختلفة . وعلى ذلك أضاف ثورنثويت أربعة رموز أو حروف أبجدية لاتينية صغيرة إلى إقاليم الرطوبة التى إقترحها من قبل لتدل على فصلية المطر وأوقات تركزه Seasonal Concentration of Rainfall وتشمل هذه الرموز الثانوية ما يلى :

r = يسقط المطر طول العام

s = يقل المطر صيفاً .

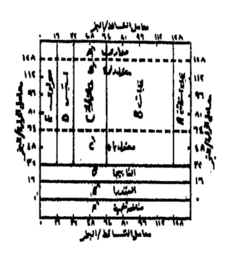
w = يقل المطر شتاء .

d = يقل المطر طول العام .

وعلى أساس حساب القيمة الفعلية لدرجة الحرارة أى معامل الحرارة / البخر ، وهى العلاقة بين المتوسط السنوى لدرجة الحرارة إلى المتوسط السنوى للبخر ميز ثورنثويت الأقاليم المناخية الحرارية الآتية :

الأقاليم الحرارية	معامل الحرارة/البخر T/E Index
A مدارى حار Tropical	أكثر من ١٢٨
B معتدل دفء Mesothermal	٦٤ - ١٢٧
C معتدل بارد Microthermal	٣٢ - ٦٣
D التايجا Taiga	١٦ - ٣١
E التندرا Tundra	١ - ١٥
F مناطق متجمدة Frost	صفر

وعند جمع بيانات هذه العوامل الثلاث التى إقترحها ثورنثويت بأقسامها المختلفة (شكل ٧٩) وهى :



(شكل ٧٩) اسس تقسيم الأقاليم المناخية لثورنثويت عام ١٩٣٣
وفقاً لمعامل الحرارة / البخر ومعامل التساقط / البخر .

١- أقاليم الرطوبة، وفقاً للقيمة الفعلية للمطرPrecipitation Effectiveness

٢- فصلية المطر وتركزه Seasonal Concentration of Rainfall .

٣- الأقاليم الحرارية ، وفقاً للقيمة الفعلية للحرارة Thermal Efficiency.

ويمكن أن يستخرج الباحث نظرياً اكثر من ١٢٠ إقليماً مختلفاً ومع ذلك لم يميز ثورنثويت على خريطته المقترحة للأقاليم المناخية فى العالم سوى ٣٢ إقليماً مناخياً فقط . ولم يستخدم هذا التقسيم المناخى كثيراً فى الدراسات المناخية بسبب الآتى :

أ- لم يقترح ثورنثويت أسماء للأقاليم الرئيسية أو الثانوية منها بل رمز إليها جميعاً برموز فقط . وتبعاً لكثرة عدد هذه الرموز والحروف المستخدمة فى التقسيم أصبح من الصعب على الدارس تذكرها وإستخدامها .

ب- إقترح ثورنثويت لكل من القيمة الفعلية للتساقط والقيمة الفعلية للحرارة رموزها الخاصة ، بخلاف الحال فى تقسيم كوبن الذى جمع بينهما فى رموز موحدة تدل على العلاقة المتبادلة بينهما .

جـ- صعوبة قياس التبخر وعدم وفرة البيانات الخاصة بقراءاته فى أنحاء واسعة من العالم .

تقسيم « ثورنثويت » المعدل للأقاليم المناخية فى عام ١٩٤٨

Thornthwaites 1948 Classification

إستخدم ثورنثويت العوامل المناخية الثلاث التى سبقت الإشارة إليها من قبل ، وهى القيمة الفعلية للتساقط ، وفصلية المطر ، والقيمة الفعلية للحرارة عند تمييزه الأقاليم المناخية فى العالم ولتحديد الأبعاد المقترحة لكل منها . وبينما إعتبر ثورنثويت فى التقسيم القديم أن النباتات تعد إنعكاساً للظروف المناخية ، فإنه فى هذا التقسيم الجديد اوضح بأن الغطاءات النباتية هى التى تؤثر فى كمية بخار الماء الممثلة فى الجو عن طريق النتح . وعلى ذلك إهتم هذا الباحث بحساب مقدار الفاقد من البخر والنتح معاً Evapotranspiration حيث إن هذا المقدار يؤثر بدوره فى مقدار الرطوبة النسبية فى الهواء ، والتى تؤثر هى الأخرى فى عمليات التساقط.[١] .

وفى التقسيم القديم (عام ١٩٣١) نلاحظ أن الأقاليم المناخية التى ميزها ثورنثويت هى اصلاً اقاليم نباتية Vegetation region صنفها ثورنثويت بإستخدام أسس مناخية Climatically determine اما فى تقسيمه الجديد (عام ١٩٤٨) فإن الحدود المناخية الفاصلة بين كل إقليم مناخى وآخر رسمت على أساس المقارنة بين التساقط ، وطاقة أو جهد القيمة الفعلية للبخر والنتح معاً Potential Evapotransipiration . وإهتم ثورنثويت برسم قطاعات بيانية توضح العلاقة بين كل من منحنيات التساقط ومنحنيات طاقة أو جهد البخر والنتح معاً بمحطات الأرصاد الجوية المختلفة . وعن طريق بيانات هذه القطاعات وتحليل مضمونها بحسب راى ثورنثويت يمكن للباحث أن يميز اقاليم مناخية متنوعة ، إلا ان ثورنثويت لم يقم بعمل خريطة توضح التوزيع الجغرافى للأقاليم المناخية فى العالم بحسب دراسته فى عام ١٩٤٨ .

---

(1) Thornthwaite, C.W. " An approach toward a rational Classification of climate ", Geog. Rev., vol. 38 (1948)p.55-94.

(٥) تقسيم « فلون » للأقاليم المناخية فى العالم

Flohn's Climatic Zones

يعتبر كثير من الباحثين أن كلاً من تقسيم « كوبن » وتقسيم ثورنثويت يعدا من التقاسيم المناخية التبريرية التجريبية Empirical or rational ، وإعتمدت هذه التقاسيم على دراسة اثر الظروف المناخية فى تشكيل الغطاءات النباتية (خاصة عند كوبن) أو على العلاقة المتبادلة بين العناصر المناخية وأثر الغطاءات النباتية فى المناخ (خاصة عند ثورنثويت ١٩٤٨) . أى لم تدرس هذه التقاسيم المناخية الفعلية لموقع ما ، وتحليل البيانات الفعلية لقيم عناصر المناخ المختلفة والتى تتفاعل فيما بينها وتشكل مناخ هذا الموقع . وعلى ذلك إعترض الأستاذ فلون Flohn على هذه التقاسيم المناخية السابقة الوصفية Discription ، ورجح منذ عام ١٩٥٠ (١) ، ضرورة إستخدام الجغرافى لتقاسيم مناخية ديناميكية Dynamic Classification تعتمد أساساً على نتائج الدراسات التحليلية للتغيرات الجوية ومعرفة الظروف المناخية من البيانات المتيورولوجية الفعلية التى سجلتها محطات الأرصاد الجوية لأجزاء سطح الأرض المختلفة .

وعلى ذلك إهتم الأستاذ « فلون » بدراسة كمية المطر السنوى وفصليته ومقدار الضغط الجوى ، ونوع الرياح وإتجاهاتها خلال فصول السنة المختلفة والمتوسطات الشهرية والسنوية لدرجة الحرارة فى الأقاليم المناخية التى إقترح وجودها فوق قارة تخطيطية إفتراضية . وربط فلون بين هذه الأقاليم المناخية المقترحة ونوع النبات الطبيعى ، كما قارن بين

---

(1)a- Flohn, H., " Neue Anschauungen uber die allgemeine Zirkulation der Atmosphare und ihre Klimatische Bedeutung, Erdkunde, vol.4 (1950)p. 155-159.

b- Flohn, H., " Grundzuge der atmospharischen Zirkulation ". Deutscher Geographentag, Frankfut, vol. 28 (1952) p. 105-118.

c- Flhon, H., " Zur Frage der Einteilung der Klimazonen ", Erdkunde. vol, (1957) p. 161-175.

أقاليمه المناخية ومسميات مثيلاتها فى تقسيم الأستاذ كوبن (شكل ٨٠) .

وقد ميز فلون سبعة أقاليم مناخية رئيسية لسطح العالم ، ودرس الخصائص المناخية الفعلية لكل منها بحسب البيانات المتيورولوجية المتوفرة لها ، وتتلخص نتائج دراسته فيما يلى :

١- الأقاليم المناخية فيما بين المدارين Innertropical Zones :

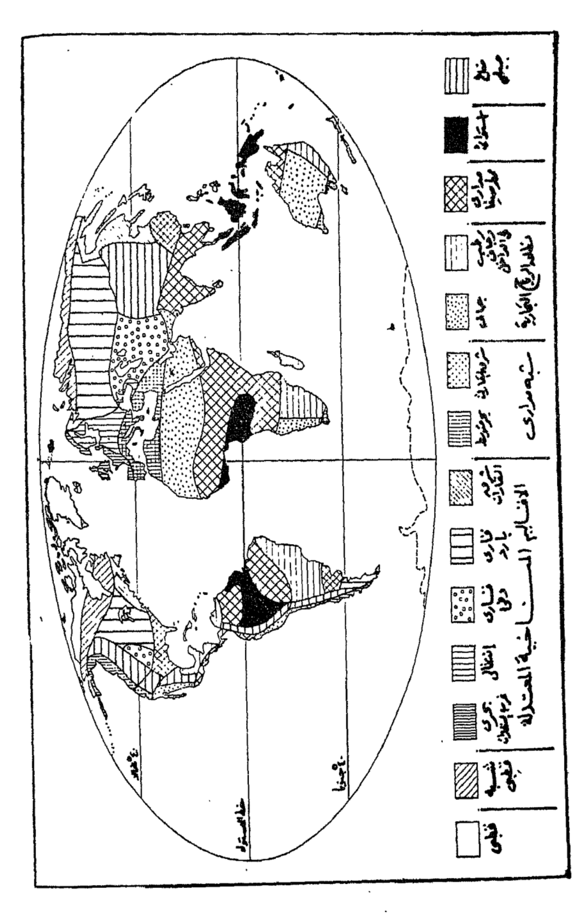
وتضم هذه الأقاليم النطاقات الإستوائية كذلك ، وتسقط الأمطار فوقها طول العام ، وتتأثر بالهواء الصاعد والأمطار الإنقلابية ، وتنحرف عندها الرياح التجارية الشرقية وتصبح غربية صيفاً وشتاء . وتنمو فيها الغابات المدارية الرطبة والإستوائية والموسمية الرطبة ، وتتفق هذه الأقاليم مع مناخ نوع Af ومناخ نوع Am عند كوبن .

٢- الأقاليم المناخية المدارية Tropical Zones :

أمطار هذه الأقاليم تسقط صيفاً ، وتتأثر بالرياح التجارية الغربية (بعد إنحرافها) خاصة خلال فصل الصيف ، والرياح التجارية الشرقية خاصة خلال فصل الشتاء . وتنمو فيها حشائش السافانا الطويلة ، وفى المناطق الغزيرة المطر تتكون غابات الدهاليز الكثيفة ، وتقل كثافة الأشجار عند هوامش الغابات حيث تقل كمية الأمطار الساقطة . وتتفق هذه الأقاليم مع نوع مناخ Aw وفى بعض أجزاء من نوع مناخ Cw عند كوبن .

٣- الأقاليم المناخية شبه المدارية الجافة Sub - tropical dry Zones :

تعد هذه الأقاليم جافة بصفة عامة ، وتهب عليها الرياح التجارية الشرقية ، وتنمو فيها حشائش الإستبس فى المناطق المعتدلة ، وحشائش شبه صحراوية فقيرة فى المناطق الجافة ، وذلك تبعاً لتفاوت كميات الأمطار السنوية الساقطة بين إقليم وآخر . وتتفق هذه الأقاليم مع نوع مناخ BS ونوع مناخ BWعند كوبن .



(شكل ٨٠) الأقاليم المناخية فى العالم بحسب دراسات فلّون فى عام ١٩٥٠

٤- الأقاليم المناخية شبه المدارية الممطرة شتاء :

Subtropical Winter rain Zones

تسقط الأمطار فوق هذه الأقاليم شتاءاً . حيث تهب عليها الرياح العكسية الغربية ، فى حين تكون جافة خلال فصل الصيف . وتنمو فيها أشجار دائمة الخضرة ذات الأوراق الصلبة Hard leaf woods التى تتحمل جفاف الصيف . وتتمثل فى نوع مناخ البحر المتوسط ، ويتفق هذا الإقليم مع نوع مناخ Cs عند كوبن (شكل ٨١) .

٥- الأقاليم المناخية المعتدلة الرطبة Moist Temperate Zones :

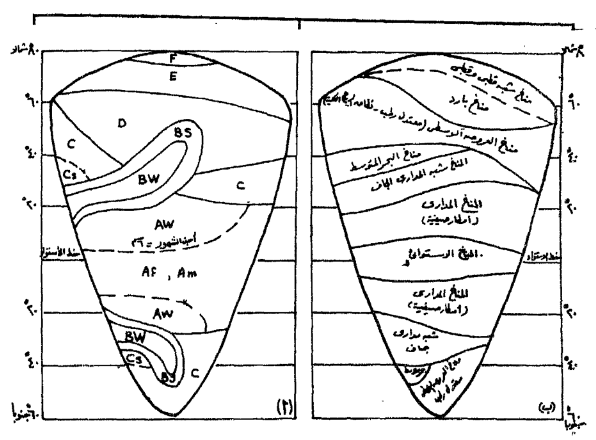
تسقط الأمطار طول العام فوق هذه الأقاليم ، وتتأثر بالرياح العكسية الغربية طول العام فى العروض المعتدلة ، وتغزر الأمطار شتاء . وتنمو فيها أشجار ذات الأوراق العريضة Broad Leaf والغابات المختلطة Mixed Forests وتتفق هذه الأقاليم مع نوع مناخ CF وأحياناً مع مناخ CW عند كوبن .

٦- الأقاليم المناخية الباردة شبه القطبية :

Boreal and Subpolar Zones

تسقط الأمطار فوق هذه الأقاليم المناخية الباردة صيفاً ، ويكون التساقط على شكل ثلج خلال فصل الشتاء . وتهب عليها الرياح العكسية الغربية وأحياناً تهب عليها الرياح القطبية الشرقية خاصة خلال فصل الشتاء . وتنمو فيها الغابات المخروطية . وتتفق هذه الأقاليم مع نوع مناخ Df ونوع مناخ Dw عند كوبن .

أما الأقاليم شبه القطبية ، فتقل الأمطار فوقها طول العام ، وتهب عليها الرياح القطبية الشرقية ، وتتمثل فيها أعشاب التندرا الفقيرة وتتفق مع نوع مناخ ET عند كوبن .



(شكل ٨١) الأقاليم المناخية فى العالم بحسب دراسات فلون (ب) ومقارنتها

بدراسات كوبن (أ) على قارة إفتراضية للعالم .

٧- الأقاليم المناخية القطبية العالية High Palor Zones :

يسقط الثلج فوق هذه الأقاليم طول العام ولكن بكميات قليلة وتتعرض لهبوب الرياح القطبية الشرقية طول العام ، ويتكون فوقها الغطاءات والقلنسوات الثلجية . وتتفق هذه الأقاليم مع نوع مناخ EF عند كوبن . وتتلخص دراسات الأستاذ فلون فى الجدول الآتى :

الأقاليم المناخية	التساقط	الضغط والرياح	نوع الريح		نوع المناخ عند كوبن	النباتات الطبيعية
			صيفاً	شتاءً		
(١) فيما بين المدارين	غزيرة المطرة طول العام	الرهو الاستوائي وانحراف الرياح	تجارية غربية	تجارية غربية	AF, Am	غابات استوائية وموسمية رطبة
(٢) المدارية	أمطار صيفية	رياح تجارية غربية وشرقية وهواء صاعد	تجارية غربية	تجارية شرقية	Aw Cw	غابات شبه استوائية وموسمية رطبة وسافانا
(٣) شبه المدارية الجافة	جاف أساساً	رياح تجارية وضغط مرتفع فصلي	تجارية شرقية	تجارية شرقية	BS BW	استبس وشبه صحراوي وصحراوي
(٤) شبه المدارية المطرة شتاء	مطرة شتاء	ضغط مرتفع صيفاً ورياح عكسية شتاء	تجارية شرقية	عكسية غربية	Cs	غابات بحر متوسط
(٥) المعتدلة الرطبة	مطرة طول العام	رياح عكسية غربية والضغط يختلف محلياً	عكسية غربية	عكسية غربية	Cf Cw	غابات مختلطة وأشجار عريضة الأوراق
(٦) أ الباردة	مطر صيفي وثلج شتوي	رياح عكسية وأحياناً قطبية	عكسية غربية	قطبية شرقية	Df Dw	غابات مخروطية
ب شبه القطبية	مطر نادر طول العام	ضغط منخفض شبه قطبي	عكسية غربية	قطبية شرقية	ET	أعشاب التندرا
(٧) القطبية العالية	ثلج قليل طول العام	ضغط مرتفع قطبي	قطبية شرقية	قطبية شرقية	EE	غطاءات ثلجية

، ثانياً ، بعض التقاسيم المناخية الحديثة

إقترح بعض علماء المناخ فى الآونة الأخيرة تقاسيماً مناخية عنيت بدراسة العلاقة المتبادلة بين المناخ والمظهرين الطبيعى Physical والحيوى Biological فى البيئة التى يعيش فيها الإنسان . ومن بين هذه التقاسيم مايلى :

١- تقسيم هولدريدج لأقاليم الحياة الطبيعية :

The Holdridge natural life -Zone classification

إهتم الأستاذ هولدريدج Holdridge,1959 بإجراء دراسات تفصيلية للعلاقات البيئيةEnvironmental relationships فى أجزاء العالم بصورة عامة وفى المناطق المدارية وشبه المدارية بصورة خاصة . وإقترح هولدريدج تقسيماً إستخدم فيه كلا من العناصر الآتية كأساس للتقسيم (١) :

أ- المتوسط السنوى للحرارة الحيوية Biotemperature.

ب- معدل القيمة الفعلية للبخر والنتح

Potential Evapotranspiration ratio

جـ- المتوسط السنوى للتساقط Annual Precipitation .

ويحسب هولدريدج ما أسماه بالحرارة الحيوية Biotemperature أساس درجات الحرارة التى تزيد عن الصفر المئوى فى مكان ما خلال فترة ما ، ومعنى ذلك أن :

درجة الحرارة الحيوية اليومية ح م = (درجة الحرارة اليومية الفعلية ح - صفرْ م) وإن درجة الحرارة الحيوية المتجمعة الشهرية ح م = (

---

(1) a- Holdridge, L.R. " Simple method for determining potential evaportranspiration from temperture data ", Science, vol, 130 (1959) p.572.

b- Mather, J.R., " Climatology, Fundamentals and applications McGraw-Hill, N.Y. (1974) p.122.

ح–صفرْ م) × ٣٠ وبضرب الناتج فى عدد أشهر السنة نحصل على درجة الحرارة الحيوية المتجمعة السنوية .

واستخدم هولدريدج هذه القيم الحرارية الحيوية التى تزيد عن الصفر المئوى) عند إنشاء ما أسماه بالمقياس الحرارى الحيوى وميز هذا الباحث عن طريق هذا المقياس سبعة أقاليم حرارية حيوية عرضية Latitudinal regions أى تتباعد إلى الشمال وإلى الجنوب من الدائرة الإستوائية فى نصفى الكرة الأرضية ، كما ميز هذا الباحث سبعة نطاقات حرارية حيوية راسية أى تختلف مع الإرتفاع عن سطح الأرض Altitudinal Belts . وقد تبين له بأن قيم هذه النطاقات تتناقص تناقصاً هندسياً إبتداء من القيمة ٢٤ْم . أى تشمل القيم الآتية :

٢٤ ، ١٢ ، ٦ ، ٣ ، ٥ ، ١ْم .

ويلاحظ أن القيمة ٢٤ْ م هى عبارة عن الحد الفاصل بين الأقاليم المدارية Tropical والأقاليم المعتدلة الدفيئة Warm Temperate وأن المتوسط السنوى لدرجة الحرارة الحيوية هنا هو٢٤ْ م ولاتقل درجة الحرارة فى هذه الأقاليم عن درجة التجمد . ويلاحظ أيضاً بالنسبة لمناطق العروض الوسطى ، أن متوسطات درجات حرارتها الحيوية تفوق متوسط درجة حرارة الهواء .

وعند حساب المتوسط السنوى لدرجة الحرارة الحيوية Annual bio-temperature ، يمكن الإستفادة منه عند حساب القيمة الفعلية السنوية للنتح والبخر معاً (ملم) Annual Potential evapotransipiration وذلك بضرب مقدار درجة الحرارة الحيوية السنوية فى ٥٨,٩٣ (معامل ثابت) أى أن :

القيمة الفعلية السنوية للنتح والبخر =

المتوسط السنوى للحرارة الحيوية × ٥٨,٩٣ .

ثم عند قسمة ناتج القيمة الفعلية السنوية للنتح والبخر على كمية

المطر السنوى (ملم) نحصل على ما أسماه هولدريدج بمعامل الرطوبة Moisture Index وهو ما يعرف أيضاً باسم القيمة الفعلية للنتح والبخر Potenial Evapotranspiration ratio أى أن :

$$\text{معامل الرطوبة} = \frac{\text{القيمة الفعلية للنتح والبخر}}{\text{كمية المطر السنوى (ملم)}}$$

وإستخدم هولدريدج مثلثاً ترمز أضلاعه الثلاث إلى قيم الحرارة الحيوية ، ونسبة جهد النتح والبخر ، وكمية التساقط السنوى ، ومن دراسة العلاقة المتبادلة بين هذه القيم المختلفة على أضلاع المثلث رجح هولدريدج ما أسماه ، بمناطق الرطوبة ، Humidity Provinces وإستخرج منه ما أسماه أيضاً . بالنظم البيئية من الدرجة الأولى First order eco systems ثم درس علاقة هذه المناطق والنظم البيئيه بالظروف الطبيعية والحيوية فى البيئة التى يعيش فيها الإنسان [1]

(٢) تقسيم بديكو لمناطق الرطوبة والجفاف فى العالم

يعتمد هذا التقسيم على إستخراج وحساب معامل الرطوبة Moisture Index والتى أطلق عليها الأستاذ بديكو 1956 1959 Budyko تعبير ؛ معامل الإشعاع للجفاف ؛ Radiation Index of dryness وتتوقف قيمة هذا المعامل على حساب نسبة صافى الإشعاع الأرضى إلى مقدار الطاقة اللازمة لتبخر التساقط الممثل فى منطقة الدراسة [2] وقد إقترح ؛ بديكو ؛ لإيجاد معامل الجفاف المعادلة المعروفة باسمه وهى

$$K= \frac{R}{Lr}$$

---

(1) Mather, J.R " Climatology ... " McGraw-Hill N.Y (1974) p.122-124.

(2) Budyko, M.I., " The heat balance of the earth's surfaces " Gidrometeoizdat, Leningrad, 1956 (Translated by N.A. Stepanava, Office of Climatology. U S. Weathter Bureau (1959) p.p.255.

حيث أن :

K= معامل الجفاف .

R = صافى الإشعاع أو الموازنة الحرارية .

L = ٦٠٠ سعر حرارى .

r = كمية التساقط (ملم) .

كما يمكن إستخراج قيمة صافى الإشعاع أو الموازنة الحرارية وفقاً للمعادلة الآتية :

$$R= QN (1 - A) - E$$

حيث أن :

QN = مجموع الإشعاعات الشمسية .

A = معامل ثابت مقداره ٠,٢٠ .

E = معامل الإشعاع (سعر / سم٢ / السنة) .

وقد إستخدمت هذه المعادلة السابقة عند تصنيف الأقاليم المناخية فى بعض البلدان العربية وخاصة فى العراق [١] ويتبين ان معامل الإشعاع وفقاً لنتائج هذه المعادلات يصل مقداره فى القسم الشمالى من العراق إلى ٨٤ كيلو سعر/سم٢/السنة فى حين يصل هذا المقدار فى القسمين الأوسط والجنوبى فى الأراضى العراقية إلى ٩٠ كيلو سعر/سم٢/السنة .

وعلى أساس حساب معامل الرطوبة Moisture Index بمعرفة التساقط الشهرى (ملم) إلى ضعف المتوسط الشهرى للحرارة (مْ) إقترح كل من باجنو [٢]، وجوسان Bagnouls et Gaussen,1957

---

(١) د . مهدى الصحاف، الموارد المائية من العراق ، الجمهورية العراقية - وزارة الإعلام ١٩٧٦) ص ٣٦٠) .

(2) Bagnouls F., and H.Gaussen, " Les climars biologique et leur classification " Ann. Geograph. vol 66, No.355 (1957) p.193-220.

ووالتر وليث [١] ، وكارتر وماثر [٢] Crter et Mather,1966تقاسيم
مناخية تصنف أجزاء العالم،عن طريقها إلى اقاليم مناخية متنوعة .

---

(1) Walter H., and Lieth. H. " Klimadiagramm - Wltatlas " Gustav Fischer Verlag. Stuttgart (1964).
(2) Carter D.B. Mather , J.B ., " Climatic classification for environmental Biology ". Publ.Climatol . Laboratory of Climatology vol. 19 Non 4 (1966) p.305-395.

الفصل الثالث عشر

الخصائص العامة للأقاليم المناخية وتوزيعها الجغرافى على سطح الأرض

إعتمد علماء المناخ عند تقسيمهم الأقاليم المناخية الممثلة على سطح الأرض على إستخدام منهجين أساسيين مختلفين هما :

أ- الأساس التجريبى Empirical Classifications :

وعن طريقة تقسيم الأقاليم المناخية لسطح الأرض بحسب تنوعها وفقاً للأسس الوضعية لكل تقسيم . ومن ثم لا تتضمن هذه الدراسة معرفة نشأة الأقاليم المناخية وظروف تكوينها وتوزيعها الجغرافى الفعلى على سطح الأرض . أى أن الغاية من هذه التقاسيم التجريبية هو الإستفادة منها من الناحية العلمية والتعليمية .

ب- الأساس النشوئى أو النظامى

: Genetic, causal or systematic classifications

وتصنف الأقاليم المناخية فى هذه الحالة تبعاً لمدى إختلاف كل مجموعة من الأقاليم المناخية عن الأخرى من حيث النشأة وظروف التكوين والخصائص الفعلية التى تتميز بها الأقاليم وتوزيعها الجغرافى الفعلى على سطح الأرض .

ومن دراسة التوزيع الجغرافى العام للأقاليم المناخية على سطح الأرض يتبين أن هناك عدة عوامل رئيسية تؤثر فى تنوع الأقاليم المناخية وإختلاف توزيعها من مكان إلى آخر على سطح الأرض ، وتتلخص فيما يلى :

١- تقع الأقاليم الإستوائية عند الدائرة الإستوائية وبالمناطق القريبة منها ، فى حين تقع الأقاليم المناخية شبه الإستوائية إلى الشمال وإلى الجنوب منها أى تمتد نطاقاتها موازية لنطاقات الأقاليم المناخية الإستوائية ، ولكن عند دوائر أبعد نسبياً من الدائرة الإستوائية نفسها ، ويرجع ذلك

أساساً إلى إنخفاض كمية الأمطار الإنقلابية السنوية الساقطة كلما بعدنا شمالاً أو جنوباً من الدائرة الإستوائية ، وبداية ظهور « فصل جاف » فى السنة .

٢- تنقسم العروض المدارية فيما بين ١٥ – ٣٠° شمالاً وجنوباً تقريباً إلى ثلاثة أقسام مناخية رئيسية على إختلاف كمية المطر السنوى . وحيث ان الأمطار تسقط هنا بفعل الرياح التجارية الشرقية ، فإن القسم الشرقى من هذا الإقليم المدارى يكون ممطراً أو غزير المطر (مدارى رطب أو موسمى رطب) والقسم الأوسط شبه جاف (مناخ سودانى ، أو مدارى شبه جاف) فى حين يسود الجفاف القسم العربى (صحراوى حار جاف)

٣- يتمثل فى العروض الإنتقالية فيما بين ٣٠ - ٤٠° شمالاً وجنوباً . مناخ إنتقالى يعرف باسم مناخ البحر المتوسط وتقع بعض نطاقات هذا المناخ فى غرب القارات مواجهة للإتجاه الآتية منه الرياح العكسية الغربية

٤ تتعرض المناطق المعتدلة فيما بين دائرتى عرض ٤٠ - ٦٠° شمالاً وجنوباً للرياح العكسية الغربية الممطرة ومن ثم تنقسم أراضيها هى الأخرى وفقاً لإختلاف كمية المطر السنوى إلى ثلاثة أقاليم مناخية رئيسية تشمل من الغرب إلى الشرق . إقليم مناخ غرب أوربا الممطر طول العام ، وإقليم وسط أوربا المعتدل المطر وإقليم شرق أوربا القليل المطر صيفاً (نوع مناخ إستبس)

٥- أما العروض العليا من سطح الكرة الأرضية فتتميز بينها تبعاً لإختلاف درجة الحرارة وطول الفصل الدفئ (الذى تزيد فيه درجة الحرارة الشهرية عن درجة التجمد) . ومن ثم ميز العلماء هنا المناخات شبه الباردة وشبه القطبية والقطبية ومناخ الغطاءات الثلجية أو القلنسوات الثلجية .

وسنعرض فى هذا الفصل لدراسة الأقاليم المناخية الممثلة فعلاً على سطح الأرض والتى قد تتشابه مجموعاتها مع مجموعات الأقاليم المناخية التجريبية وسنتبع فى دراستنا هذه التقسيم الذى إقترحه الأستاذ كاى جريسويل Gresswell,1972 (١) للأقاليم المناخية الفعلية وتوزيعها الجغرافى

الفعلى على سطح الأرض تبعاً للبيانات المناخية الفعلية المتوفرة فى محطات الأرصاد الجوية المنتشرة على سطح الأرض . وقد قسم هذا الباحث سطح العالم إلى أربعة أقاليم مناخية رئيسية ، وصنف عدة أقاليم مناخية ثانوية تقع داخل نطاق كل من هذه الأقاليم المناخية الرئيسية ويتلخص تقسيمه فى الآتى :

أولاً : المناخات الإستوائية ، وتشمل Equatorial Climates :

١- المناخ الإستوائى .

٢- المناخ المدارى الرطب - الجاف .

٣- المناخ الموسمى (٢) .

ثانياً : المناخات المدارية ، وتشمل Tropical Climates :

١- المناخ شبه المدارى الرطب .

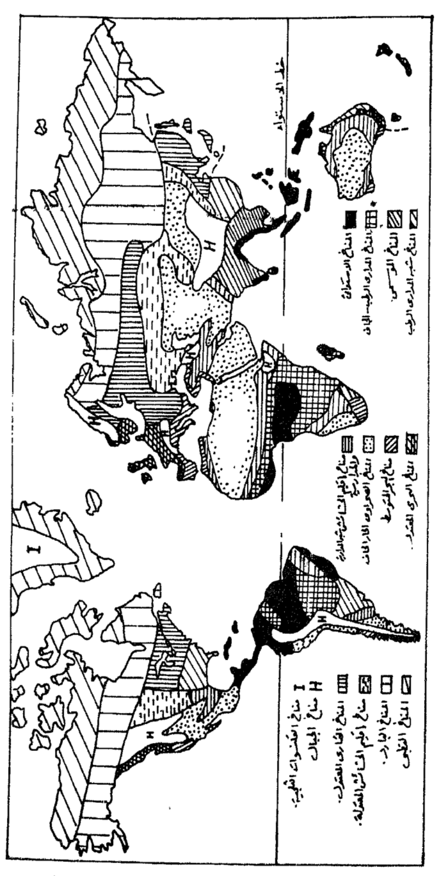
٢- مناخ إقليم الحشائش المدارية وشبه المدارية .

٣- المناخ الصحراوى الحار الجاف .

---

(1) Gresswell, Kay, R., " Physical geography " , Longman (1972) p.51.

(٢) إعتبر جريسويل أن المناخ الموسمى الرطب يمكن أن يكون جزءاً من النطاق الإستوائى ، كما انه إستخدم تعبير مناخ « إقليم الحشائش المدارية وشبه المدارية » ومناخ « إقليم الحشائش المعتدلة » وهما تعبيران نباتيان وهو يقصد بذلك المناخ السودانى والمناخ القارى المعتدل شبه الجاف على التوالى . كما انه وضع إقليم المناخ البارد مع مجموعة المناخات القطبية . راجع المرجع السابق Gresswell. K, R. (1972) p.52.



(شكل ٨٢) التوزيع الجغرافى للأقاليم المناخية فى العالم

حسب دراسات كاى جريسوبل

ثالثاً : المناخات المعتدلة ، وتشمل Temperate Climates :

١- مناخ البحر المتوسط .

٢- المناخ البحرى المعتدل .

٣- المناخ القارى المعتدل .

٤- مناخ إقليم الحشائش المعتدلة .

رابعاً : المناخات القطبية ، وتشمل Arctic Climates :

١- المناخ البارد .

٢- المناخ القطبى أو مناخ التندرا .

٣- مناخ أقاليم الغطاءات والقلنسوات الثلجية

وفيما يلى عرض موجز للخصائص العامة لكل من هذه الأقاليم المختلفة وتوزيعها على سطح الأرض .

(أولاً) المناخات الإستوائية

تضم هذه المجموعة من المناخات ثلاثة أقاليم مناخية رئيسية تتمثل فيما يلى :

أ- المناخ الإستوائى Equatorial Climates :

يتمثل هذا المناخ عند نطاق الدائرة الإستوائية وإلى الشمال والجنوب منها ببضع درجات عرضية ولكن قد يتسع نطاقه فى الأجزاء الشرقية من القارات وخاصة بقارة أسيا وقد تصل أبعاده إلى ٢٠ْ شمالاً . ويظهر هذا المناخ فى السهول الساحلية الغربية لأفريقيا (ساحل غانا) وبحوض الكنغو . ولكن لا يمتد هذا الإقليم شرقاً حتى الساحل الشرقى لأفريقيا تبعاً لإمتداد السلاسل الجبلية ووقوع الهضاب العالية إلى الشرق من حوض الكنغو . كما تظهر نطاقات هذا الإقليم المناخى فى حوض الأمازون بحيث يكاد يشغل النصف الشمالى من البرازيل ، وفى بعض أراضى فنزويلا

وكولومبيا عند الركن الشمالى الغربى من امريكا الجنوبية .وتظهر نطاقات المناخ الإستوائى فى كثير من جزر الهند الشرقية ، ولو ان المناخ الإستوائى هنا اكثر إعتدالاً منه فى حوض الكنغو او حوض الأمازون

وتقع نطاقات هذا الإقليم المناخى فى إقليم الرهو او الركود الإستوائى Equatorial calms or doldrums وعند تلاقى الرياح التجارية الشمالية الشرقية مع الرياح التجارية الجنوبية الشرقية . ويستقبل هذا الإقليم المناخى اكبر قسط من الأشعة الشمسية القوية ، وينتج عنها تسخين الهواء الملامس لسطح الأرض بشدة وصعوده إلى أعلى بإستمرار وتكوين الكتل الهوائية الإستوائية والمدارية . ويتأثر هذا الإقليم المناخى كذلك بالأمطار الإنقلابية الغزيرة وأمطار عواصف الرعد والبرق . وتسقط هذه الأمطار بعد ظهر كل يوم اى بعد حدوث صعود الهواء إلى أعلى خلال النصف الأول من النهار ومن ثم يقال « إن شتاء الأقاليم الإستوائية هو لياليها » .

ومن دراسة المنحنيات الحرارية لبعض محطات الأرصاد الجوية فى هذا الإقليم المناخى يتبين أن المتوسط الشهرى لدرجة الحرارة يصل إلى نحو ٧٩ْف ، ويكاد يتشابه هذا المتوسط الشهرى لدرجة الحرارة من شهر إلى أخر تبعاً لتشابه مقدار زوايا سقوط الأشعة الشمسية فوق أجزاء هذا الإقليم طول العام . ولا تزيد مقدار زاوية سقوط الأشعة الشمسية فى أى شهر من شهور السنة عن ٢٣,٥ ْ ، وتتعامد هذه الأشعة فوق الدائرة الإستوائية خلال فترة الإعتدالين ، ويبلغ المتوسط السنوى لدرجة الحرارة فى هذا الإقليم المناخى نحو ٨٠ْف (٢٧ْم) ولا يزيد المدى الحرارى السنوى عن ١٠ْف فى حين قد يصل المدى الحرارى اليومى إلى ٢٠ْف ومع ذلك فمن النادر أن تنخفض النهاية الصغرى لدرجة الحرارة اليومية عن ٦٤ْف . ولمنحنى الحرارة السنوى قمتان حراريتان يتمثلان فى فترة الإعتدالين (عندما تتعامد الشمس على الدائرة الإستوائية فى الربيع والخريف) . وتبعاً لإرتفاع درجة الحرارة خلال هذه الفترة من السنة ، يزداد صعود الهواء إلى

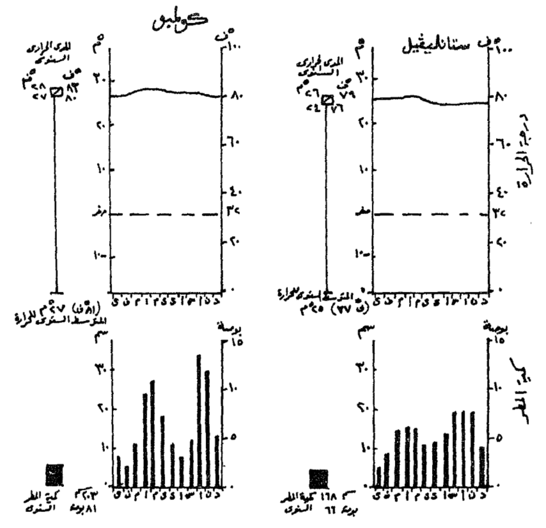
(1) Kendrew, W.G., " The climates of the continents ", Oxford, Eigth edi (1961) p.76.

اعلى وتتسع نطاقات الرهو الإستوائى ويكثر حدوث عواصف الرعد والبرق ، وتغزر كمية الأمطار الإنقلابية الساقطة . ومن ثم فإن أغزر فترات السنة مطراً هى الفترة الممتدة من أول ابريل حتى نهاية يونيو ، وتلك الممتدة من أول سبتمبر حتى نهاية نوفمبر ، وينجم عن زيادة كمية الأمطار الساقطة طول العام هنا ، إنخفاض القيمة الفعلية للأمطار ، وإرتفاع نسبة الرطوبة فى الجو . وتتراوح كمية المطر السنوى هنا من ٦٠ - ٨٠ بوصة (١٥٠ - ٢٠٠ سم) ولكنها قد تصل فى بعض المواقع إلى نحو ١٠٠ بوصة سنوياً . ولا يوجد فى هذا الإقليم المناخى اى شهر أو فصل جاف.ومتوسط اغزر شهور السنة مطراً (خلال فترة الإعتدالين) نحو ١٠ بوصات،فى حين يصل نصيب اقل شهور السنة مطراً (خلال فترة الإنقلابين) إلى نحو ٤ بوصات .

وتمثل البيانات المناخية لكل من مدينة كولومبو Cplombo (عاصمة سرى لانكا) وستانليفيل Stanleyville (فى أواسط أفريقيا) الخصائص المناخية العامة لهذا الإقليم المناخى . وتبلغ كمية المطر السنوى فوق كولومبو نحو ٨١ بوصة (٢٠٣ سم) ويتضح كذلك إن اقل شهور الشتاء مطراً فى كولومبو هو شهر فبراير (حيث تقع عند دائرة عرض ٧ْ شمالاً) واقل شهور الصيف مطراً هنا هو شهر اغسطس حيث تبلغ متوسط كمية المطر الشهرى نحو ٢ بوصة (٥سم) . فى حين يسقط فوق كولومبو خلال شهر أكتوبر نحو ١٤ بوصة (٣٥سم) وفى شهر مايو نحو ١١ بوصة (٢٨سم). أما بالنسبة لمدينة ستانليفيل فإن المنحنى الحرارى السنوى الخاص بها يكاد يكون مستقيم الإمتداد ولاتظهر اية قمم حرارية فيه ومن ثم تتشابه كذلك كميات الأمطار الشهرية الساقطة بين شهر وآخر إلى حد كبير (شكل٨٣) .

✱ ب- المناخ المدارى الرطب والجاف Tropical wet-and-dry climate :

يقع هذا الإقليم المناخى على هوامش الإقليم المناخى الإستوائى ، وقد تمتد أبعاده إلى نحو ٢٥ْ شمالاً وجنوباً من الدائرة الإستوائية . ويتمثل هذا المناخ فى المناطق الإستوائية الجبلية المرتفعة كما هو الحال فى مرتفعات شرق أواسط أفريقيا وفى الأراضى المرتفعة من إقليم شبادا Chapada وأجزاء من جنوب وسط البرازيل .

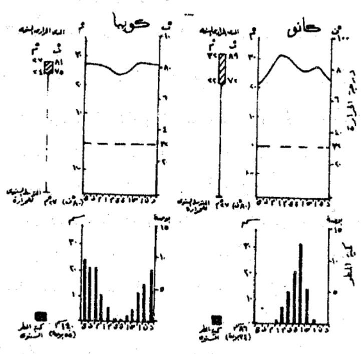


(شكل ٨٣) المناخ الإستوائى ممثلاً فى بعض البيانات المناخية لمحطتى كولومبو (٧° شمالاً فى سرى لانكا) وستانليفيل (١° شمالاً فى الكونغو) .

ويلاحظ أن المتوسط السنوى لدرجة الحرارة لا يزال يشبه مثيله فى الإقليم المناخى الإستوائى (٢٧°م أو ٨٠°ف) ، إلا أن المدى الحرارى السنوى هنا أكبر نسبياً حيث يصل إلى نحو ٢٠°ف وتنقسم السنة فى هذا الإقليم المناخى إلى فصلين أحدهما شتوى والآخر صيفى على الرغم من الإرتفاع العام لدرجة الحرارة طوال أشهر السنة . وخلال الفترة الصيفية (تمتد من يونيو إلى اغسطس فى نصف الكرة الشمالى ، ومن نوفمبر إلى يناير فى نصف الكرة الجنوبى) تتأثر معظم أجزاء هذا الإقليم بالكتل الهوائية الإستوائية البحرية الرطبة . ويبلغ المتوسط الشهرى لكمية الأمطار الساقطة خلال هذا الفصل نحو ١٠ بوصات (٢٥سم) . أما خلال فصل الشتاء فتتأثر أجزاء هذا الإقليم المناخى بالكتل الهوائية القارية ، وتقل كمية الأمطار الساقطة ويسود الجفاف ، ومن ثم سمى هذا الإقليم باسم المناخ الرطب

الجاف Wet-and dry تمييزاً له عن إقليم المناخ الإستوائى الممطر طول العام ويعد المدى الحرارى اليومى فى هذا الإقليم المناخى (من ٥ - ١٢ْم) أعلى من المدى الحرارى السنوى .

وتوضح البيانات المناخية لمدينة كويبا Cuiaba فى وسط جنوب البرازيل (فى نصف الكرة الجنوبى) ولمدينة كانو Kano فى شمال نيجيريا (فى نصف الكرة الشمالى) الخصائص المناخية العامة لهذا الإقليم . ومن دراسة شكل (٨٤) يتضح أن المتوسط السنوى لدرجة الحرارة فى هاتين المدينتين هو ٢٧ْم (٨٠ْف) ، ويصل المدى الحرارى السنوى فى كويبا إلى ٤ْم (٧ْف) وفى كانو نحو ٩ْم (١٧ْف) . ويسقط نحو نصف كمية المطر السنوى فوق كويبا خلال الفترة الممتدة من يناير إلى نهاية مارس (الصيف الجنوبى) فى حين يسقط ٣/٤ كمية المطر كمية المطر السنوى فوق كانو خلال الفترة الممتدة من يوليو إلى نهاية سبتمبر (الصيف الشمالى) . ولاتزيد كمية المطر الشهرى خلال فصل الشتاء فوق كويبا عن ١ ١/٢ بوصة (٤سم) فى حين يتميز شتاء مدينة كانو بالجفاف (شكل ٨٤)



(شكل ٨٤) المناخ المدارى الرطب - الجاف ممثلاً فى بعض البيانات المناخية لمحطتى كويبا (١٦ْ جنوباً فى البرازيل) وكانو (١٢ْ شمالاً فى نيجيريا) .

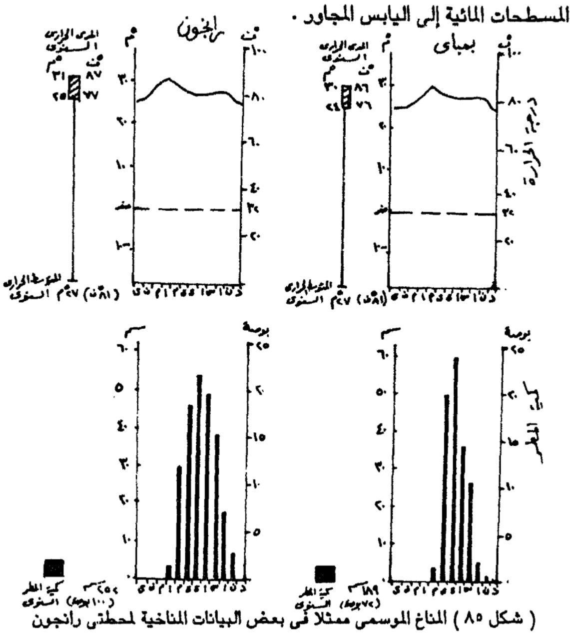
جـ- المناخ الموسمى Monsoon climate :

على الرغم من أن هذا الإقليم المناخى يتألف من فصلين أحدهما رطب والآخر جاف ، إلا أنه يختلف عن المناخ المدارى الرطب - الجاف ، الذى سبقت الإشارة إليه من قبل ، لأن كمية المطر الصيفى هنا غزيرة جداً وترتبط بموعد هبوب الرياح الموسمية الصيفية الناتجة عن الإختلافات الحرارية بين هواء اليابس والهواء الملامس للمسطحات المائية المجاورة له . ومن ثم تتأثر اجزاء هذا الإقليم الموسمى بالكتل الهوائية المدارية القارية شتاء ، وبالكتل الهوائية الإستوائية والمدارية البحرية صيفاً . ويتمثل هذا الإقليم المناخى احسن تمثيل فى جنوب وشرق آسيا . ويؤثر الإمتداد العام للسلاسل الجبلية بالنسبة لإتجاه الرياح الموسمية فى كمية الأمطار الساقطة . ومن ثم تسقط الرياح الموسمية الجنوبية الغربية الصيفية أمطاراً غزيرة فوق إقليم الغات الغربية وتصل هذه الرياح إلى داخل هضبة الدكن فى الشرق شبه جافة . وكذلك تسقط الرياح الموسمية الجنوبية الشرقية الصيفية أمطاراً غزيرة فوق مرتفعات أنام وتقل الأمطار كلما إتجهت الرياح صوب المناطق الداخلية من الهند الصينية فى الغرب .

وتمثل البيانات المناخية لمدينة بومباى Bombay ولمدينة رانجون Rangon الخصائص العامة لهذا الإقليم المناخى . (شكل ٨٥) . فالمتوسط السنوى لدرجة الحرارة فيهما يصل إلى ٢٧°م (٨١°ف) ويعد شهر يناير أبرد شهور السنة وتتراوح درجة حرارته من ٢٤ - ٢٥°م (٧٦ - ٧٧°ف) وتتأثر كليهما بفعل البخر الشديد خلال الفصل الممطر والذى يؤثر بدوره فى إنخفاض درجة الحرارة بنحو ٣°م وفى القيمة الفعلية للأمطار . ويعد شهر مايو أدفأ شهور السنة حيث تتراوح درجة حرارته من ٣٠ - ٣١°م (٦٨ - ٨٧°ف) وتنخفض درجة حرارة شهر يوليو فى بومباى إلى نحو ٢٧°م (٨١°ف) وفى رانجون إلى نحو ٢٦°م (٨٠°ف) .

ومن أهم مايميز المناخ الموسمى هو سقوط ٣/٤ كمية المطر السنوى خلال المدة من يونيو إلى أغسطس ، ويعد شهر فبراير أقل شهور السنة

مطراً . ويرجع ذلك إلى إختلاف إتجاه الرياح من فصل إلى آخر . ففى فصل الشتاء الشمالى تهب الرياح الموسمية القارية الجافة من اليابس إلى البحر ، فى حين تهب الرياح الموسمية البحرية الرطبة فى فصل الصيف من المسطحات المائية إلى اليابس المجاور .



(شكل ٨٥) المناخ الموسمى ممثلاً فى بعض البيانات المناخية لمحطتى رانجون

(١٧ْ شمالاً فى بورما) وبومباى (١٩ْ شمالاً فى الهند) .

ويوضح الجدول الآتى الخصائص العامة لكل من هذه الأقاليم المناخية التى تدخل تحت نطاق المناخات الإستوائية بحسب دراسات كاى جريسول[1]

(1) Gressewell, K.P., " Physical geography ", Longman, (1972) p.62.

الخصائص المناخية	المناخ الإستوائى	المناخ الرطب-الجاف	المناخ الموسمى
المتوسط السنوى للحرارة	٢٧° (٨٠°ف)	٢٧° (٨٠°ف)	٢٧° (٨٠°ف)
المدى الحرارى السنوى	٢°م (٣°ف)	٥°م (٩°ف)	٥°م (٩°ف)
كمية المطر السنوى	مرتفعة ٧٠ بوصة (١٨٠ سم)	مرتفعة ٥٠ بوصة (١٣٠ سم)	مرتفعة ٧٠ بوصة (١٨٠ سم)
نصيب الفصل الممطر (من المطر السنوى)	$\frac{٢}{٣}$ فى الإعتدالين	$\frac{١}{٢}$ المطر (فى الصيف)	$\frac{٣}{٤}$ المطر (فى الصيف)
نصيب الفصل الجاف (من المطر السنوى)	$\frac{١}{٣}$ المطر فى الإنقلابين	محدود جداً (فى الشتاء)	محدود جداً (فى الشتاء)

(ثانياً) المناخات المدارية

١- المناخ شبه المدارى الرطب Humid Subtropical Climate

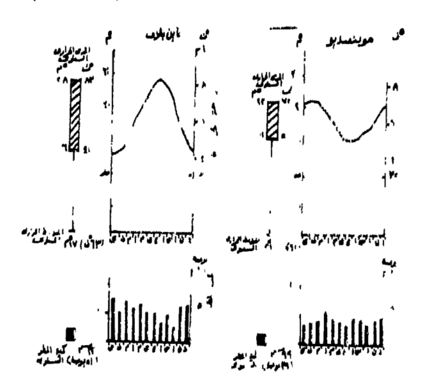
يتمثل هذا الإقليم المناخى فى جنوب شرق الولايات المتحدة الأمريكية وجنوب شرق البرازيل ، وأوراجواى وفى اجزاء واسعة من الأرجنتين وبعض اجزاء من السواحل الجنوبية الشرقية لأفريقيا وجنوب شرق الصين (ويعرف هنا بإسم المناخ الصينى) . وبمقارنة هذا المناخ بغيره من المناخات الإستوائية يتبين انه اكثر منها جفافاً ، وتتأثر أجزاء هذا الإقليم بالكتل الهوائية المدارية البحرية المحملة بالرطوبة خاصة خلال فصل الصيف ، أما خلال فصل الشتاء فتتقابل هذه الكتل الهوائية بغيرها من الكتل الهوائية القطبية القارية الباردة ، وينتج عن تقابل هذه الكتل المختلفة الخصائص الطبيعية صعود الهواء الساخن إلى اعلى وإنزلاق الهواء البارد إلى أسفل وتكوين الجبهات Fronts .

وتشبه درجة حرارة أشهر فصل الصيف فى هذا الإقليم ، المتوسط السنوى لدرجة حرارة الإقليم الإستوائى (٨٠ْف) ، إلا أن درجة الحرارة تنخفض هنا خلال فصل الشتاء (٤٥ْف) ومن ثم فإن المدى الحرارى السنوى فى المناخ شبه المدارى الرطب يبلغ نحو ١٠ْم. أما كمية المطر السنوى فوق هذا الإقليم المناخى فقد تصل إلى نحو نصف ما يسقط فوق الإقليم الإستوائى سنوياً . وعلى الرغم من أن هناك قمة للمطر خلال فصل الصيف أو عند نهايته ، فلا يوجد فصل جاف تماماً فى هذا الإقليم . ويسقط نحو ٣/١ كمية المطر السنوى خلال ثلاثة شهور والتى تمثل الفصل الرطب فى حين يسقط نحو ٥/١ كمية المطر السنوى خلال الفصل الأقل مطراً[١]

ويقع هذا الإقليم شبه المدارى الرطب تحت تأثير الرياح التجارية خلال معظم أيام السنة ولكن فى شرق الصين يتأثر الإقليم المناخى هنا بالرياح الموسمية الجنوبية الشرقية الرطبة صيفاً وبالرياح الموسمية الشمالية الغربية الجافة شتاء وعلى الرغم من أن هذا الإقليم له نفس الخصائص العامة للإقليم الموسمى إلا أنه يعد ضمن إقليم شبه المدارى الرطب تبعاً لبرودته خلال فصل الشتاء

وتمثل البيانات المناخية لكل من مدينة باين بلاف Pine Bluff أركنساس (فى نصف الكرة الشمالى) ومدينة مونتفيديو Montevideo أورجواى (فى نصف الكرة الجنوبى) الخصائص العامة لهذا الإقليم المناخى . وعلى ذلك تسجل أعلى درجات الحرارة فى « باين بلاف » خلال شهر يوليو (٨٣ْف) وأقلها حرارة خلال شهر ديسمبر (٤٣ْف) أى يصل المدى الحرارى السنوى إلى نحو ٤٠ْف . ويبلغ المتوسط السنوى لدرجة الحرارة هنا إلى نحو ١٧ْم (٦٣ْف) . وتبلغ كمية المطر السنوى نحو ١٣٠ سم (٥١ بوصة) ولا يوجد فيه فصل جاف ، وأغزر شهور السنة مطراً هنا تتمثل فى يناير ونوفمبر وديسمبر . أما بالنسبة لمدينة مونتفيديو فإن شهر فبراير

يعد أعلى شهور السنة حرارة (٧٢ْف) وشهر يوليو هو أقلها حرارة (٥١ْف) ، ومن ثم فإن المدى الحرارى السنوى يصل إلى نحو ٢١ْف . ويبلغ المتوسط السنوى لدرجة الحرارة فى مونتفيديو نحو ١٦ْم (٦١ْف) . وعلى الرغم من سقوط المطر هنا طول العام ولا يوجد أى شهر يخلو منه سقوط المطر ، فإن كمية المطر السنوى تصل إلى نحو ٩٩ سم (٣٩ بوصة) . ويعد شهر أبريل و شهر مايو هما أغزر شهور السنة مطراً . (شكل ٨٦) .



(شكل ٨٦) المناخ شبه المدارى الرطب ممثلاً فى البيانات المناخية لمحطتى نابن بلاف (٣١ شمالاً فى اركنساس بالولايات المتحدة الأمريكية ومنتفيديو) ٢٥ جنوباً فى اورجواى)

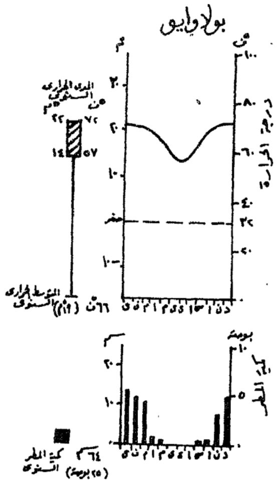
٢ - مناخ إقليم الحشائش المدارية وشبه المدارية

Tropic and Subtropic Grassland Climate

يتأثر هذا الإقليم المناخى بالكتل الهوائية القارية المدارية الحارة الجافة وينحصر نطاقه فى قارة افريقيا بين الإقليم المناخى الرطب - الجاف جنوباً وإقليم الصحارى الحارة الجافة شمالاً (فى نصف الكرة الشمالى) .

ويشغل درجات طولية تمتد من خط طول جزر الرأس الأخضر حتى مرتفعات الحبشة في الشرق . ويمتد هذا الإقليم المناخي في النصف الجنوبي من قارة أفريقيا فيما بين بنجويلا في الغرب وإقليم بولاوايو في الشرق . ويظهر هذا الإقليم المناخي في غربي آسيا حيث يمتد نطاقه فيما بين البحر الأسود والخليج العربي . كما يتمثل هذا المناخ في الولايات المتحدة الأمريكية خاصة فيما بين الساحل الشمالي الغربي لخليج المكسيك حتى أطراف مناخ الحشائش المعتدلة في الشمال . أما في أمريكا الجنوبية فيمتد هذا المناخ من إقليم فورتلازا Fortaleza في شمال شرق البرازيل حتى هضبة البرازيل ، كما أنه يضم الجانب الغربي من إقليم البمبا في الأرجنتين ، والقسم الشمالي من قارة أستراليا إلى الشمال من الإقليم الصحراوي الحار الجاف .

وتمثل البيانات المناخية لمحطة بولاوايو Bulawayo في روديسيا (على إرتفاع ٤٤٠٠ قدم - (١٢٠٠ متر) الخصائص العامة لهذا الإقليم المناخي . فيبلغ المتوسط السنوي لدرجة الحرارة هنا ١٩ْ (٦٦ْف) ، والمدى الحراري السنوي يتراوح من ٨ - ١٥ْم. وتبعاً لموقع هذه المدينة في نصف الكرة الجنوبي فإن المنحنى الحراري لها تظهر له قمة حرارية واضحة خلال شهر ديسمبر (٧٥ْف) ، وتكوين مقعر حراري خلال شهر يوليو (٦٠ْف) ويتفق موسم سقوط الأمطار مع موسم الحرارة المرتفعة في الصيف الجنوبي حيث تغزر الأمطار الساقطة في أشهر ديسمبر ويناير وفبراير (الشتاء الشمالي) وتتمثل أجف شهور السنة مطراً في الفترة من مايو إلى سبتمبر . وتبلغ كمية المطر السنوي الساقطة فوق بولاوايو ٦٤سم (٢٥بوصة) ويسقط نحو ٦٠٪ من هذه الكمية خلال الفصل الممطر الصيفي (شكل ٨٧) .



(شكل ٨٧) مناخ إقليم الحشائش المدارية وشبه المدارية ممثلاً فى بعض البيانات المناخية لمحطة بولاوايو (٢١ جنوباً في روديسيا) .

٣- المناخ الصحراوى الحار الجاف Hot desert Climate

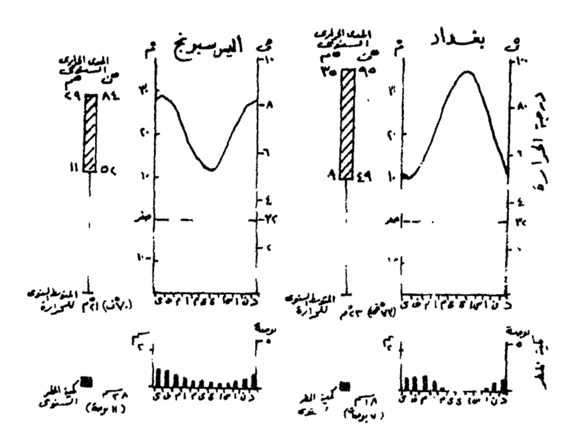
يعد نطاق هذا الإقليم المناخى المصدر الرئيسى للكتل الهوائية المدارية القارية . ومن ثم يتمثل فيه نطاقات مراكز الضغط المرتفع والهواء الهابط Subsiding air ، كما تنخفض فيه نسبة الرطوبة فى الهواء . وأظهر اجزاء هذا الإقليم الحار الجاف تتمثل فى الصحراء الكبرى الحارة الأفريقية ، ويمتد نطاقها شرقاً ليشمل صحراء بلاد شبه الجزيرة العربية وصحراء الشام . وإلى الشمال والجنوب من بحر قزوين يظهر إمتداد واسع للصحارى الحارة الجافة ، وتمتد نطاقاتها شرقاً لتشمل صحارى أحواض جوبى ومنغوليا وتكلا ما كان وزونجاريا وتاريم ، كما تظهر نطاقات من الصحارى الحارة الجافة فى جنوب غرب الولايات المتحدة الأمريكية ، خاصة صحارى أريزونا ونيفادا وكلورادو ، وصحارى واساتش وموجاف . وكذلك صحارى سونورا وشيهواهوا وكواويلا فى المكسيك . ونتيجة لقلة مساحة اليابس فى نصف الكرة الجنوبى فإن مساحة نطاقات إقليم المناخ الصحراوى الحار الجاف فى نصف الكرة الجنوبى تعد أقل بكثير من مساحة مثيلتها

فى نصف الكرة الشمالى.ومن بين أهم نطاقات هذا الإقليم المناخى فى نصف الكرة الجنوبى صحارى إتكاما فى شمال شيلى،وصحراء شمال غرب الأرجنتين،وصحراء كلهارى وناميب فى جنوب أفريقيا وصحراء غرب استراليا .

ويلاحظ أن تعبير « حار Hot » يرمز إلى نطاقات هذا الإقليم المناخى تمييزاً لها عن الصحارى الباردة Cold Deserts فى الإقليم القطبى . ويعزى الفقر النباتى فى الصحارى الحارة الجافة إلى ندرة سقوط الأمطار ، فى حين يرجع ذلك فى الصحارى الباردة إلى إنخفاض درجة الحرارة عن نقطة الندى (الصفر المئوى) معظم شهور السنة .

ولا تتشكل درجة الحرارة فى هذا الإقليم المناخى الصحراوى بإختلاف بعد مواقع اجزائه عن الدائرة الإستوائية فقط،بل أن لمدى إتساع اليابس وحجم السحب فى السماء ونوع التيارات البحرية المجاورة للسواحل أثرها كذلك فى تنوع درجة الحرارة من موقع إلى آخر ونرتفع درجة الحرارة إرتفاعاً كبيراً أثناء النهار وخلال أشهر الصيف الشمالى والجنوبى (عند تعامد الشمس على مدار السرطان فى نصف الكرة الشمالى،وعند مدار الجدى فى نصف الكرة الجنوبى) فى حين تنخفض درجة الحرارة إنخفاضاً كبيراً أثناء الليل وخلال أشهر فصل الشتاء.ومن ثم يرتفع المدى الحرارى اليومى والسنوى إرتفاعاً كبيراً فى هذا المناخ ويتصف المناخ هنا بالصفة القارية

وتمثل البيانات المناخية لكل من مدينة أليس اسبرنج Alice Springs فى الولاية الشمالية باستراليا ومدينة بغداد عاصمة العراق الخصائص العامة لهذا الإقليم المناخى . وتبعاً لوقوع أليس اسبرنج فى نصف الكرة الجنوبى فإن المنحنى الحرارى السنوى تظهر له قمة واضحة فى الصيف الجنوبى تصل أعلى ذراها فى شهر يناير (٢٩ْم أو ٨٤ْف) ومن ثم فإن المدى الحرارى السنوى يصل هنا إلى ١٨ْم . أما فى بغداد فإن أعلى شهور السنة حرارة يتمثل فى شهر يوليو ٣٥ْم (٩٥ْف) وأبردها فى شهر يناير ٩ْم (٤٩ْف) ومن ثم يصل المدى الحرارى السنوى إلى نحو ٢٦ْم . (شكل ٨٨) .



(شكل ٨٨) المناخ الصحراوى الحار الجاف ممثلاً فى بعض البيانات المناخية لمحطتى اليس اسبرنج (٢٤ جنوباً فى استراليا) وبغداد (٣٣ شمالاً فى العراق)

وتعد الأمطار ظاهرة نادرة الحدوث فى هذا الإقليم المناخى، فهى قد تسقط مرة أو مرتين خلال السنة ونادراً ماتزيد كميتها عن ١٠ بوصات سنوياً .وفى بعض أجزاء هذا الإقليم تسقط الأمطار مرة واحدة كل عدة سنوات كما هو الحال بالنسبة لأجزاء واسعة من الصحراء الكبرى فى أفريقيا والصحراء الغربية فى مصر . أما بالنسبة لمدينة اليس اسبرنج فى استراليا فيسقط فوقها ١١ بوصة (٢٨سم) من المطر سنوياً فى حين يسقط فى بغداد نحو ٧ بوصات (١٨ سم) من المطر سنوياً . وكمية المطر الشهرى قليلة ونادراً ما تزيد عن بوصة واحدة . ويسقط المطر خلال فصل الشتاء (الشمالى) بسبب مرور الإنخفاضات الجوية والرياح العكسية الغربية وخروجها عن مسالكها المألوفة وإنحرافها لأسباب ما (التوزيع المحلى

لمراكز الضغط الجوى) نحو أطراف هذا الإقليم الصحراوى الحار الجاف ، ومن ثم يتميز المطر كذلك بتغير كميته من سنة إلى أخرى تغيراً كبيراً .

وحيث إن هذا الإقليم المناخى يمثل مناطق الهواء الهابط Subsiding air والإرتفاع الحرارى الذاتى Adiabatic Warming وإنخفاض الرطوبة النسبية Low Relative Humidity وإرتفاع القيمة الفعلية للنتح والبخر معاً. Potential Evapotranspiration وندرة التساقط الشتوى فقد تميز الإقليم بجفافه الشديد ، وقلة الرطوبة فى التربة ، وندرة وجود الغطاءات النباتية .

ويلخص الجدول الآتى بعض البيانات المناخية التى توضح الإختلافات المناخية الرئيسية بين هذه الأقاليم المناخية الثلاث ، والتابعة لمجموعة المناخات المدارية بحسب دراسات الأستاذ كاى جريسول فى عام ١٩٧٢ .

الخصائص المناخية	المناخ شبه المداري الرطب	مناخ اقليم الحشائش المدارية وشبه وشبه	المناخ الصحراوي الحار الجاف
المتوسط السنوي لدرجة الحرارة	٢٠°م (٧٠°ف)	٢٠°م (٧٠°ف)	٢٠°م (٧٠°ف)
المدى الحراري السنوي	١٠°م (٢٠°ف)	١٠°م (٢٠°ف)	١٠°م (٢٠°ف)
كمية المطر السنوي	معتدلة ٤٥ بوصة (١١٥سم)	قليلة ٢٥ بوصة (٦٥سم)	نادرة ٥ بوصات (١٣سم)
نصيب الفصل المطر (من جملة المطر السنوي)	١/٣ المطر (في نهاية الصيف)	٢/٣ المطر (صيفا)	غير منتظم (معظمه شتاء)
نصيب الفصل الجاف (من جملة المطر السنوي)	١/٥ المطر		

(ثالثاً) المناخات المعتدلة

Temperate Climates

١- مناخ البحر المتوسط Mediterranean Climate

يتمثل هذا المناخ أساساً حول حوض البحر المتوسط الذى نشأت فى أجزاء من نطاقاته الحضارات البشرية القديمة وذلك تبعاً لإعتدال ظروفه المناخية وموقعه فى وسط أو قلب قارات العالم القديم . ويعد هذا الإقليم المناخى من أبرز الأقاليم المناخية التى يمكن تمييزها عن غيرها من الأقاليم الأخرى فى العالم حتى أن الفرد العادى عرف الخصائص المميزة لهذا الإقليم منذ القدم والتى تتلخص فى أنه « حار جاف صيفاً ودفئ ممطر شتاء » . ويعزى ذلك إلى تأثير أجزاء هذا الإقليم المناخى بالكتل الهوائية القارية والبحرية المدارية صيفاً والقطبية البحرية الرطبة شتاء. وعند تحرك هذه الكتل الرطبة الأخيرة نحو العروض الوسطى ترتفع درجة حرارة هوائها السفلى وتتميز بعدم الإستقرار Unstable air ويؤثر هذا فى الإضطرابات الجوية وتقلب الطقس اليومى الشتوى فى إقليم مناخ البحر المتوسط . فى حين تنتقل الكتل الهوائية المدارية الحارة إلى العروض العليا ويتعرض الهواء السفلى لهذه الكتل للبرودة ومن ثم تتميز بإستقرارها Very Stable .

ويقع هذا الإقليم المناخى فيما بين إقليم مناخ الصحارى الحارة الجافة فى الجنوب ، وإقليم المناخ البحرى أو القارى المعتدل فى الشمال ، ومن ثم فإن لحركة الشمس الظاهرية فيما بين المدارين وتزحزح نطاقات الضغط والرياح شمالاً وجنوباً مع هذه الحركة أثرها الكبير فى تقلب الطقس الشتوى ، وفى تزحزح أبعاد هذا الإقليم المناخى الإنتقالى شمالاً وجنوباً مع حركة الشمس الظاهرية . ويتأثر هذا الإقليم المناخى كذلك بالإنخفاضات الجوية التى تتجه من الغرب إلى الشرق مصاحبة للرياح العكسية الغربية ، وتسبب سقوط الأمطار الإعصارية الغزيرة .

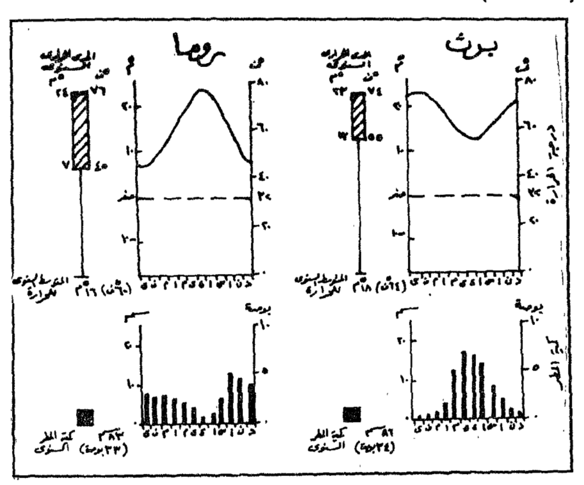
ففى فصل الشتاء الشمالى (من ديسمبر إلى نهاية فبراير) تهب الرياح العكسية الغربية والإنخفاضات الجوية المصاحبة لها ، وتسقط

الأمطار الغزيرة خاصة فى المناطق الغربية من الإقليم ، وتلك التى تتمثل فيها سلاسل جبلية عالية تمتد عمودية على إتجاه الرياح ، وتقل كمية الأمطار الساقطة فى إتجاه الشرق . أما خلال فصل الصيف الشمالى (من مايو إلى اغسطس) فتتزحزح الكتل الهوائية القطبية شمالاً مع حركة الشمس الظاهرية عند تعامدها على مدار السرطان خلال هذا الفصل ويحل محلها الهواء المدارى القارى والبحرى الحار . ومن ثم يتميز فصل الصيف بإرتفاع الحرارة وبالجفاف . وحتى عند هبوب الرياح التجارية الشرقية من البحر إلى اليابس (كما هو الحال بالنسبة لسواحل مصر الشمالية صيفاً) فلا تسقط هذه الرياح أمطاراً حيث أن الهواء اليابس خلال هذا الفصل يكون أعلى حرارة من الهواء الملامس للمسطحات المائية المجاورة ، ومن ثم لاتساعد هذه الظروف على حدوث التكاثف بل يتشتت بخار الماء إلى أعلى ، ويؤدى ذلك إلى إتفاع نسبة الرطوبة فى الهواء

وإلى جانب النطاق الرئيسى لهذا الإقليم المناخى فى حوض البحر المتوسط فإنه يتمثل أيضاً بغرب القارات فيما بين دائرتى عرض ٣٠ْ - ٣٥ْ شمالاً وجنوباً . ومن أظهر نطاقات هذا الإقليم المناخى القسم الأوسط من السهول الساحلية الغربية لولاية كاليفورنيا بالولايات المتحدة الأمريكية فى نصف الكرة الشمالى وبالقسم الأوسط من السهول الساحلية الغربية فى شيلى ، والسهول الساحلية الجنوبية الغربية لأفريقيا ، والسهول الساحلية الجنوبية الغربية فى غرب أستراليا بنصف الكرة الجنوبى .

وتمثل البيانات المناخية لمدينة روما (بإيطاليا فى نصف الكرة الشمالى) ومدينة برث (بغرب استراليا فى نصف الكرة الجنوبى) الخصائص العامة لهذا الإقليم المناخى . ومن دراسة هذه البيانات المناخية (شكل ٨٩) ، يلاحظ أن أعلى الشهور حرارة هو شهر يوليو فى روما (٢٤ْم اى ٧٦ْف) وشهر يناير فى برث (٢٣ْم اى ٧٤ْف) . فى حين أن ابرد شهور السنة حرارة هو شهر يناير فى روما (٧ْم اى ٤٥ْف) وشهر يوليو فى برث (١٣ْم اى ٥٥ْف) ومن ثم يتراوح المدى الحرارى السنوى من ١٠ْ إلى ١٧ْم .

وتبلغ كمية المطر السنوى نحو ٩٣سم (٣٣ بوصة) فى روما ونحو ٨٦ سم (٣٤ بوصة) فى برث . ويعزى ذلك إلى إتساع المسطحات المائية التى تحيط بجنوب غرب أستراليا بمقارنتها بشبه جزيرة إيطاليا . ومن ثم فإن الفصل الرطب فى مناخ البحر المتوسط فى نصف الكرة الشمالى يتمثل فى الفترة الممتدة من أول أكتوبر حتى نهاية ديسمبر ويسقط هنا نحو ٧٠٪ من كمية المطر السنوى ، فى حين يمتد فى نصف الكرة الجنوبى من أول يونيو حتى نهاية سبتمبر ، ويسقط هنا أكثر من ٨٠٪ من جملة كمية المطر السنوى . وتتفق القمة الحرارية العليا (خلال نهاية يوليو فى نصف الكرة الشمالى) مع الفصل الجاف ، وتسقط الأمطار خلال الفصل الشتوى البارد (شكل ٨٩) .



(شكل ٨٩) مناخ إقليم البحر المتوسط ممثلاً فى بعض البيانات المناخية لمحطتى روما (٤٢ْ شمالاً فى إيطاليا) وبرث (٣٢ْ جنوباً فى استراليا) .

٢- المناخ المعتدل البحرى Marine Temperate Climate

تتميز أراضى هذا الإقليم المناخى بإقترابها من المسطحات المائية المجاورة لها وتشكيلها بالمؤثرات البحرية . وكلما بعدت أراضى هذا الإقليم عن البحر المجاور تقل كمية الأمطار الساقطة ويزداد المدى الحرارى السنوى . وتتنوع كثافة الغطاءات النباتية مع كمية الأمطار الساقطة ، ومن ثم تنمو الحشائش المعتدلة (الإستبس) فى المناطق الشرقية من هذا الإقليم والبعيدة عن المؤثرات البحرية .

وأهم ما يميز هذا الإقليم مناخياً هو تغير طقسه من مكان إلى آخر بل ومن ساعة إلى ساعة أخرى فى نفس المكان الواحد ومن ثم يرى البعض أن هذا النوع من المناخ من الصعب تصنيفه « كمناخ » بل هو عبارة عن تتابع أيام متعاقبة ذات طقس متنوع [١]

" ..not to be a climate at all, but merely a succession of days with different weather "

ويرجع ذلك إلى أن نطاق هذا الإقليم يعد منطقة تلاقى كلاً من الكتل الهوائية القطبية الباردة مع الكتل الهوائية المدارية البحرية ومن ثم تتكون الجبهات شبه القطبية Subpolar Fronts ويحدث على طولها إمتلاء الإنخفاضات الجوية [٢] ، Cyclonic Depressions وتسقط الأمطار هنا طول العام إلا أنها تزداد نسبياً خلال فصل الشتاء .

ويتمثل المناخ البحرى المعتدل (مناخ غرب آسيا) فى الجزر البريطانية والنطاق الغربى من القارة الأوربية فيما بين شمال أسبانيا جنوباً حتى بولندا وجنوب السويد شمالاً . كما تظهر نطاقاته فى أمريكا الشمالية على طول السهول الساحلية الغربية لكندا . كما تتمثل اجزاء منه على طول السهول الساحلية الجنوبية الغربية لشيلى فيما بين دائرتى عرض ٤٠° - ٥٠°

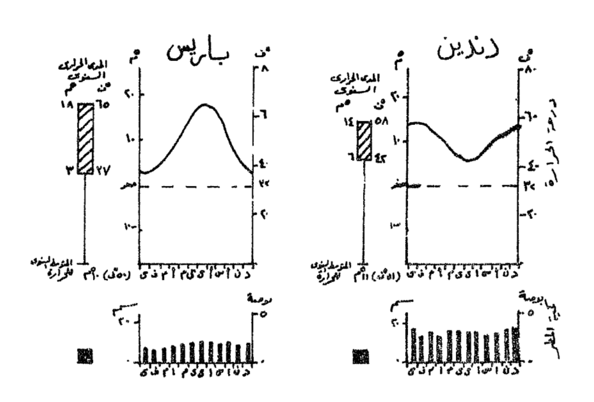
---

(1) Gresswell, K.P., " Physical geography ", Longman (1972) p.75.

(٢) للدراسة التفصيلية راجع الفصل التاسع من هذا الكتاب .

جنوباً وعند الركن الجنوبى الشرقى من أستراليا وجزيرة تسمانيا وجزر نيوزيلندا .

وتمثل البيانات المناخية لمحطتى باريس (فى نصف الكرة الشمالى) ودندين (فى نيوزيلندا بنصف الكرة الجنوبى) الخصائص العامة لهذا الإقليم المناخى . ويتضح أن القمة الحرارية العظمى فى باريس تتمثل فى شهر يوليو حيث تصل إلى نحو ٣ْم (٣٧ْف) ومن ثم فإن المدى الحرارى يصل إلى نحو ١٦ْم ، فى حين أن المتوسط السنوى لدرجة الحرارة يبلغ ١٠ْم (٥٠ْف) . وتسقط الأمطار طول العام وتزداد نسبياً فى فصل الشتاء ، وتبلغ كمية المطر السنوى نحو ٥٧سم (٢٣بوصة) والمعدل الشهرى لكمية المطر الساقط تبلغ نحو ٢ بوصة (شكل ٩٠) .



(شكل ٩٠) المناخ المعتدل البحرى ممثلاً فى بعض البيانات المناخية لمحطتى باريس (٤٨ْ شمالاً فى فرنسا) ودندين (٤٦ْ جنوباً فى نيوزيلندا) .

أمـا بالـنسـبـة لمدينـة دندين فى جـزر نيـوزيلندا بنصف الكـرة الجنوبى فيلاحظ أن أعالى القـمة الحرارية لمنحنى السنوى فيها تتـمثل فى شهر يناير (١٤°م أى ٥٨°ف) . ويعـد شـهـر يوليـو هـو أبرد شـهـور السنة حيـث تبلغ متوسـط درجة حرارته ٦°م (٤٢°ف) ومن ثم فإن المدى الحرارى السنوى يبلغ هنا نـحـو ٨°م ، ويصل المتـوسط السـنوى لدرجـة الحـرارة إلى نحـو ١١°م (٥١°ف) .وتسـقط الأمطار طول العـام كـذلك بفعـل الرياح العكسـية الغـربيـة والإنخـفـاضـات المصـاحبـة لها ، وتبـلغ كـمـية المطر السـنوى نحـو ٩٤ سم (٣٧بوصـة) .

وبمقارنة البيانات المناخية لبعض محطات الأرصاد الجوية الواقعة داخل نطاق هذا الإقليم المناخى يتـبين أن المتوسط السـنوى لدرجة الحـرارة يتراوح مـن ٩° إلى ١١°م (٤٨°ف إلـى ٥٢°ف) ويـزداد المدى الحـــرارى الـسـنوى مـع إنخـفـاض كـمـيـة الأمـطار الـسـاقطة أى كلمـا بعـد المكان عن تأثيـر المؤثرات البحرية كما يتضح ذلك أيضاً ذلك من بيانات الجدول الآتى [١] :

المحطات المناخية	البُعد عن المسطحات البحرية		المتوسط السنوي للحرارة		المدى الحراري السنوي		كمية المطر السنوي	
	ميل	كم	م°	ف°	م°	ف°	بوصة	سم
فالنسيا	-	-	١١	٥١	٨	١٥	٥٦	١٤٢
لندن	٢٥٠	٤٠٠	١١	٥١	١٣	٢٤	٢٥	٦٤
باريس	٢٥٠	٤٠٠	١٠	٥٠	١٦	٢٨	٢٣	٥٨
همبورج	٧٠٠	١١٠٠	٩	٤٨	١٨	٣٨	٢٩	٧٤
برلين	٨٥٠	١٣٥٠	٩	٤٨	٢٠	٣٦	٢٣	٥٨
فيينا	٩٠٠	١٥٤٠	٩	٤٩	٢٢	٣٩	٢٥	٦٤
بلغراد	١٢٠٠	١٩٠٠	١١	٥٢	٢٤	٤٣	٢٤	٦١
بوخارست	١٥٠٠	٢٤٠٠	١١	٥١	٢٦	٤٧	٢٣	٥٨
أوديسا	١٧٠٠	٢٧٠٠	٩	٤٩	٢٧	٤٨	١٦	٤١
استراخان	٢٥٠٠	٤٠٠٠	٩	٤٩	٣٢	٥٨	٦	١٥

(١) المرجع السابق ص ٧٦ .

٣- المناخ القارى المعتدل Continental temperate climate

يعد الإختلاف الأساسى بين كل من المناخ القارى المعتدل والمناخ البحرى المعتدل الذى سبقت الإشارة إليه من قبل هو أن المدى الحرارى السنوى هنا يعد مرتفعاً بل يصل إلى ضعف مقدار المدى الحرارى السنوى فى المناخ البحرى المعتدل . ويرجع ذلك إلى بعد نطاق هذا الإقليم المناخى عن المؤثرات البحرية من جهة وإلى قلة تأثره بالرياح الرطبة الآتية من البحر إلى اليابس من جهة أخرى ومن ثم يتمثل هذا الإقليم المناخى فى منطقتين أساسيتين هما :

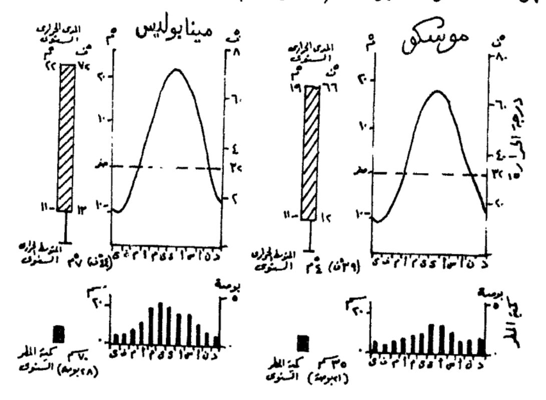
أ- المناطق الداخلية من القارات كما هو الحال فى شرق أوربا ، وإمتداد هذا النطاق شرقاً فى أراضى الإتحاد السوفيتى الآسيوية .

ب- المناطق الشرقية من القارات خاصة فى شمال شرق الولايات المتحدة الأمريكية وكندا ، فيما بين دائرتى عرض ٤٠° – ٥٠° شمالاً ، وإلى الشرق من خط طول ٩٥° غرباً . كما يتمثل هذا الإقليم المناخى فى منشوريا وشبه جزيرة كوريا .

ويقع هذا الإقليم المناخى تحت تأثير الكتل الهوائية القطبية القارية الشتوية ، والكتل الهوائية المدارية البحرية الصيفية ، ولكن يقل فيه حدوث الإنخفاضات الجوية بالنسبة لحدوثها فى الإقليم البحرى المعتدل . ونتيجة لتعرض أجزاء هذا الإقليم للكتل الهوائية الباردة لفترة طويلة خلال السنة ، فيقل حدوث الإنخفاضات الجوية تبعاً لإستقرار الهواء ولندرة تقابل الكتل الهوائية المختلفة الخصائص الطبيعية ، فى حين تكثر فيه حدوث النوات الطقسية الباردة Cold spells of weather التى تأتى مع قدوم الكتل الهوائية القطبية الباردة . ومن ثم تتكون فوق هذه المناطق مراكز من الضغط المرتفعة أو ما يعرف باسم طقس أضداد الأعاصير Anticyclonic weather .

وتمثل البيانات المناخية لكل من مينا بوليس بولاية منسوتا Minnea-polis- Minnesota, U.S.A ، وموسكو Moscow عاصمة الإتحاد السوفيتى الخصائص العامة لهذا الإقليم المناخى . ومن دراسة المنحنى الحرارى لمدينة

مينابوليس يتضح أن له قمة حرارية عليا تصل ذروتها فى شهر يوليو حيث تبلغ درجة الحرارة هذا الشهر نحو ٢٢°م (٧٢°ف) . فى حين يعد شهر يناير أبرد شهور السنة ، وتصل درجة حرارته إلى نحو -١١°م (١٣°ف) . ومن ثم فإن المدى الحرارى كبير حيث يصل إلى ٥٩°ف وإن المتوسط السنوى لدرجة الحرارة ٥٧°م (٢٤°ف) . ويلاحظ أن درجة الحرارة تقل عن الصفر المئوى (٣٢°ف) خلال خمسة أشهر من بينها أشهر الشتاء (من بداية نوفمبر حتى نهاية مارس) وتغزر كمية الأمطار الساقطة مع الفصل الصيفى المرتفع الحرارة حيث تسجل أغزر الشهور مطراً خلال الفترة من مايو إلى نهاية أغسطس حيث يسقط هنا نحو ٥٠٪ من جملة كمية المطر السنوى التى تبلغ ٢٨ بوصة (٧٠ سم) ويصل معدل المطر الشهرى خلال هذه الفترة الغزيرة المطر نحو ٤ بوصات ، فى حين معدل المطر الشهرى خلال بقية أشهر السنة نحو ١,٥ بوصة (شكل ٩١) .



(شكل ٩١) المناخ القارى المعتدل فى بعض البيانات المناخية

لمحطتى مينابوليس فى منيسوتا (٤٥° شمالاً فى الولايات المتحدة الأمريكية)

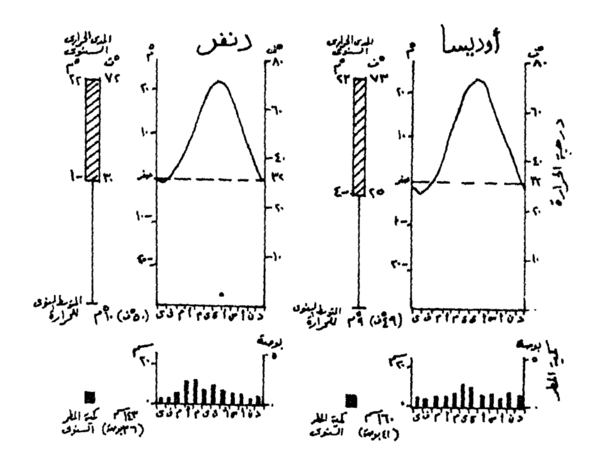
وموسكو (٥٦° شمالاً فى الإتحاد السوفيتى) .

ومن دراسة المنحنى الحرارى لمدينة موسكو يتضح أن له قمة حرارية عليا تصل ذروتها كذلك في شهر يوليو حيث تبلغ درجة حرارة هذا الشهر نحو ١٩°م (٦٦°ف) فى حين يعد شهر يناير كذلك هو أبرد شهور السنة ، وتصل درجة حرارته إلى نحو -١١°م (١٣°ف) ، ومن ثم فإن المدى الحرارى السنوى كبير حيث يصل إلى ٥٤°ف ، وإن المتوسط السنوى لدرجة الحرارة يصل إلى ٤°م (٣٩°ف) ، ويلاحظ أن درجة الحرارة تنخفض عن الصفر المئوى لمدة ٦ أشهر فى السنة ، تمتد من أول أكتوبر حتى نهاية مارس . وتسقط الأمطار طول العام ولكنها تزداد نسبياً خلال الفترة من يونيو إلى سبتمبر . وتبلغ كمية المطر السنوى نحو ٥٣سم (٢١بوصة) ويبلغ المعدل الشهرى لكمية المطر نحو ٤,٥سم

٤- مناخ إقليم الحشائش المعتدلة Temperate grassland climate

يعد هذا الإقليم المناخى أجف أنواع مجموعة المناخات المعتدلة تبعاً لتطرف موقعه بعيداً عن المؤثرات البحرية ، ووصول الرياح إليه شبه جافة ، ومن ثم تساهم الأمطار القليلة الساقطة فى نمو حشائش قصيرة لينة تعرف باسم الإستبس . ومن هنا إكتسب هذا الإقليم المناخى تسميته من خصائص النباتات الطبيعية الممثلة فيه . وتتمثل أبعاد هذا الإقليم فى أواسط أمريكا الشمالية فيما بين مرتفعات الروكى فى الغرب وإقليم المناخ القارى المعتدل فى الإتحاد السوفيتى حيث يمتد هذا النطاق الكبير من البحر الأسود فى الغرب حتى أواسط آسيا . أما فى نصف الكرة الجنوبى فتظهر نطاقات هذا الإقليم فى جنوب الأرجنتين وجنوب شرق أستراليا . وتمثل البيانات المناخية لكل من مدينة دنفر Denver بولاية كلورادو بالولايات المتحدة الأمريكية ومدينة أوديسا Odessa بالإتحاد السوفيتى (عند دائرة عرض ٤٧° شمالاً) الخصائص العامة لهذا الإقليم المناخى . وتتشابه القيم البيانية المناخية لهاتين المدينتين فيما عدا أن درجة حرارة الشتاء فى أوديسا أبرد منها فى دنفر حيث تقل عن الصفر المئوى خلال أشهر ديسمبر حتى نهاية فبراير . ويلاحظ أن المنحنى الحرارى السنوى لمدينة دنفر له قمة حرارية

صيفية كبرى تصل ذروتها خلال شهر يوليو حيث تبلغ درجة حرارة هذا الشهر نحو ٢٢ْم (٧٢ْف) ، ويعد شهر يناير هو أبرد شهور السنة حيث تصل درجة حرارته إلى -١ْم (٣٠ْف) ، ومن ثم فإن المدى الحرارى السنوى يصل إلى نحو ٤٢ْف ، والمتوسط السنوى للحرارة نحو ١٠ْم (٥٠ْف) ويبلغ فى أوديسا نحو ٤٩ْف . ويسقط المطر طول العام إلا أنه يسقط بكميات قليلة حيث تبلغ كمية المطر السنوى فوق دنفر نحو ١٤٣سم (٣٦بوصة) . وتعد أشهر الصيف أغزر شهور السنة مطراً ، وقد تسقط هنا بعض الأمطار الإنقلابية خلال هذه الفترة من السنة (شكل ٩٢) . ويلخص الجدول الآتى بعض البيانات المناخية التى توضح الإختلافات المناخية الرئيسية بين الأقاليم المناخية الثانوية لمجموعة المناخات المعتدلة [١] .



(شكل ٩٢) مناخ إقليم الحشائش المعتدلة ممثلاً فى بعض البيانات المناخية لمحطتى دنفر (٤٧ْ شمالاً فى ولاية كلورادو) وأوديسا (٤٧ْ شمالاً فى الإتحاد السوفيتى) .

(1) Gresswell, K.R., " Physical geography ", Longman (1972) p.87.

الخصائص المناخية	مناخ البحر المتوسط	المناخ البحري المعتدل	المناخ القاري المعتدل	مناخ الحشائش المعتدلة
المتوسط السنوي لدرجة الحرارة	١٥°م (٦٠°ف)	١٠°م (٥٠°ف)	٧°م (٤٥°ف)	٧°م (٤٥°ف)
المدى الحراري السنوي	١٠°م (٢٠°ف)	١٠°م (٢٠°ف)	٢٥°م (٥٠°ف)	٢٥°م (٥٠°ف)
كمية المطر السنوي	قليلة ٢٠ بوصة (٥٠ سم)	معتدلة ٣٠ بوصة (٧٥ سم)	معتدلة ٢٥ بوصة (٦٠ سم)	قليلة ٢٠ بوصة (٥٠ سم)
نصيب الفصل الممطر (من المطر السنوي)	١/٢ كمية المطر السنوي (شتاء)	١/٢ كمية المطر (نهاية الصيف)	٢/٥ المطر السنوي (نهاية الصيف)	١/٢ المطر السنوي (بداية الصيف)
نصيب الفصل الجاف (من المطر السنوي)	١/٢٠ من المطر (نهاية الصيف)	١/٤ المطر السوي (متنوع)	١/٨ المطر السنوي (شتاء)	١/٩ المطر السنوي (شتاء)

(رابعاً) المناخات القطبية

١- المناخ البارد (أو شبه القطبى) .

نتيجة لزيادة إتساع القسم الشمالى من أمريكا الشمالية والقسم الشمالى من قارة أوراسيا ، تقع مناطق واسعة من العروض العليا من سطح الأرض بعيدة عن المؤثرات البحرية ، وتتميز بشدة برودتها خاصة خلال فصل الشتاء وتتغطى مناطق واسعة من هذا النطاق بالثلج وكثيراً ما تكون الأرض نفسها شبه متجمدة Frozen grounds خلال فصل الشتاء (الشمالى) . ويتمثل فوق هذه المناطق مراكز نشوء الكتل الهوائية القطبية التى تتميز بجفاف هوائها وببرودته وبإستقراره ، ويتعرض هذا الإقليم للرياح الخفيفة Light Winds والتساقط القليل وتتغطى السماء بكميات محدودة من السحب .

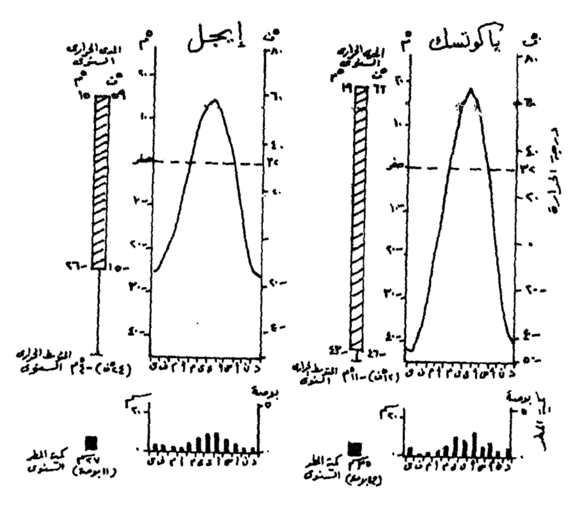
ويمتد إقليم المناخ البارد على شكل نطاق متكامل الأجزاء من النصف

الجنوبى لشبه جزيرة الاسكا غرباً حتى الأراضى الكندية وجنوب خليج هدسن وهضبة لبرادو شرقاً . ويلاحظ أن شبه جزيرة نوفاسكوتشيا تدخل ضمن هذا النطاق المناخى البارد على الرغم من إعتدال مناخها نسبياً نظراً لتشكيله بالمؤثرات البحرية المجاورة . أما نطاق هذا المناخ فى قارة أوربا فيشغل معظم القسم الشمالى من فنلنده ، ويمتد نطاقه من جنوب البحر الأبيض الروسى White sea ويمتد شرقاً من بين دائرتى عرض ٥٠° - ٦٠° شمالاً ، ويمر عبر إقليم أومسك ويستمر النطاق شرقاً حتى الحدود المنغولية وشبه جزيرة كمتشتكا فى شمال شرق أسيا .

وتمثل البيانات المناخية لمدينة إيجل Eagle (على الحدود بين شبه جزيرة الاسكا وكندا) ومدينة ياكوتسك Yakutsk فى شرق القسم الأوسط من سيبيريا الخصائص المناخية العامة لهذا الإقليم . فيبلغ المتوسط الحرارى السنوى لمدينة «إيجل» -٤°م (٢٤°ف) وللمنحنى الحرارى السنوى لهذه المدينة قمة حرارية تبلغ ذراها شهر يوليو حيث تصل درجة حرارته إلى نحو ١٥°م (٥٩°ف) . ويعد شهر يناير أبرد شهور السنة حيث تبلغ درجة حرارته -٢٦°م . ومن ثم فإن المدى الحرارى السنوى هنا يصل إلى نحو ٤١°م. ويعد نصف السنة الشتوى (من أول اكتوبر حتى نهاية مارس) بارداً حيث تنخفض الحرارة فيه عن درجة التجمد . والأمطار هنا قليلة جداً إلا أنها تسقط طول العام حيث تبلغ كمية المطر السنوى ٢٧ سم (١١بوصة) ويسقط معظمها خلال بعض أشهر الصيف (يونيو ويوليو واغسطس) حيث يبلغ نصيب هذه الفترة أكثر من ٤٠٪ من جملة كمية المطر السنوى .

أما بالنسبة لمدينة ياكوتسك فيعد المناخ هنا أكثر قارياً نسبياً حيث لا ترتفع درجة الحرارة فوق الصفر المئوى إلا فى خمسة شهور فقط من أشهر الصيف (خلال الفترة من أبريل إلى اغسطس) . ويبلغ المتوسط الحرارى السنوى لهذه المدينة نحو -١١°م (١٢°ف) . ومن دراسة المنحنى الحرارى لمدينة ياكوتسك (شكل٩٣) يتضح ايضاً وجود قمة حرارية عظمى تسجل اعاليها خلال شهر يوليو حيث تصل إلى ١٩°م (٦٦°ف) . فى حين يعد شهر

يناير أبرد شهور السنة وتبلغ درجة حرارته - ٤٣م . ومن ثم فإن المدى الحرارى السنوى هنا يصل إلى نحو ٦٢م (١٢٢ف) . ويتشابه نظام سقوط المطر فوق ياكوتسك كمثل نظامه فوق مدينة «إيجل» ولكن تبلغ كمية المطر السنوى هنا إلى نحو ٣٤سم (١٤بوصة) ويسقط معظمها صيفاً ، ويلاحظ أن معظم التساقط هنا يظهر على شكل ثلج .



(شكل٩٣) المناخ شبه القطبى ممثلاً فى بعض البيانات المناخية لمحطتى إيجل (٦٥ْ شمالاً فى ألسكا) وياكوتسك (٦٢ْ شمالاً فى الإتحاد السوفيتى).

٢- المناخ القطبى :

يضم هذا المناخ أقصى الأجزاء الشمالية من كندا ومن الإتحاد السوفيتى وجزيرة جرينلاند والتى تقع فيما وراء دائرة العرض القطبية ٦٦,٥ْ شمالاً ، ولا تقتصر البرودة الشديدة وإنخفاض درجة الحرارة هنا على فصل الشتاء

فقط ، بل تنخفض درجة الحرارة عن الصفر المئوى خلال فصل الصيف أيضاً . وعند هذه العروض العليا تتأثر أجزاء هذا الإقليم بالمؤثرات المحيطية القطبية المجاورة ، وبالكتل الهوائية القطبية الباردة . وحيث يقع نطاق هذا الإقليم داخل دائرة العرض القطبية فإن طول النهار خلال فصل الصيف الشمالى يبلغ هنا ٢٤ ساعة يومياً ، فى حين يبلغ طول الليل خلال فصل الشتاء ٢٤ ساعة يومياً كذلك . وتسقط أشعة الشمس مائلة فوق سطح هذه الأقاليم بحيث تكون زاوية سقوطها نحو ٥٠° خلال فصل الصيف ونحو ٩٨° خلال فصل الشتاء . ومن ثم فإن شدة الأشعة الشمسية (بالنسبة للأشعة العمودية عند خط الإستواء وتساوى =١) تكون نحو ٠,٦ خلال فصل الصيف و(صفر) خلال فصل الشتاء .

ومن ثم يتبين أن مدينة سبتزبرجن Spits bergen فى النرويج تتعرض للهواء البارد إبتداء من شهر يوليو (تبلغ عنده درجة الحرارة نحو ٦°م أى ٤٢°ف) . اما بالنسبة لفصل الشتاء فلا تظهر فيه إطلاقاً اشعة الشمس . ونتيجة لسطوع أشعة الشمس بصورة مستمرة لمدة ٢٤ ساعة يومياً خلال فترة الصيف فقد أدى ذلك إلى إرتفاع درجة الحرارة (٦°) على الرغم من أن قوة هذه الأشعة الشمسية الساقطة تعد ضعيفة . ومن ثم يصل المدى الحرارى السنوى هنا إلى نحو ٢٤°م . أما بالنسبة للتساقط فهو هنا يتمثل على شكل ثلج بصورة كلية ، وتصل كميته إلى ما يتناسب مع ١٢ بوصة (٣٠سم) من المطر سنوياً . ويحدث معظم التساقط خلال فصل الشتاء .

٣- مناخ أقاليم الغطاءات والقلنسوات الثلجية :

إلى جانب ان هذا الإقليم المناخى هو الآخر يعد شديد البرودة طول العام ، وان درجة حرارة الهواء هى دائماً أقل من الصفر المئوى ، فإن المعلومات المناخية الخاصة بالتفاصيل الدقيقة لهذا المناخ تعد محدودة تبعاً لنقص عدد محطات الأرصاد الجوية فى هذا الإقليم ، وإن وجدت فمعظمها حديث العمر ، حيث لا يرجع عمر قراءات بياناتها الطقسية إلى أكثر من عشرات من السنين فقط .

ويتمثل هذا الإقليم المناخى بالقسم الأوسط من جزيرة جرينلاند حيث تتغطى الأرض بالقلنسوات الثلجية طول أيام السنة . وعلى ذلك فإن أسطح هذا الإقليم المناخى متجمدة دائماً Permafrost . ويعزى ذلك إلى تجمد المياه الجوفية فى التربة والمياه المتجمدة داخل الشقوق الصخرية ، حتى أن هذه المياه لا تتعرض للإنصهار أو الذوبان خلال فصل الصيف تبعاً لشدة برودته هو الآخر . وحتى إذا حدث وإنسابت بعض المياه السطحية فى هذا الإقليم فإنها تجرى فوق أرض متجمدة .

وقد تتعرض بعض أجزاء ساحلية من هذا الإقليم المناخى لتيارات بحرية د ـنة يساعد الهواء الساخن الملامس لها على إنصهار المياه المتجمدة فى التربة ، ولكن يتم هذا الإنصهار فى التربة السطحية بسمك لا يزيد عن ياردة واحدة فقط من سطح الأرض ، ومع ذلك تظل التربة تحت السفلية فى حالة التجمد . وقد ساعد تجمد التربة السفلية على إستغلال طبقات فحم سبتزبرجن الجيد ، تبعاً لجفافه وعدم إختلاطه بمياه جوفية .

ومن الصعب تحديد سمك التربة والأراضى المتجمدة فى هذا الإقليم ، إلا أن العلماء قد أكدوا بأن هذا السمك لا يقل عن ١٠٠٠ قدم (٢٠٠متر) من سطح الأرض . بالنسبة لكل أجزاء هذا الإقليم المناخى القطبى ويلخص الجدول الآتى بعض البيانات المناخية التى توضح الخصائص المناخية العامة للإقليمين المناخيين شبه القطبى والقطبى [١] .

---

(١) المرجع السابق ص ٩٢ .

الخصائص المناخية	الإقليم شبه القطبي	الإقليم القطبي
المتوسط السنوي لدرجة الحرارة	-١°م (٣٠°ف)	-٧°م (٢٠°ف)
المدى الحراري السنوي	٣٥°م (٦٠°ف)	٢٥°م (٤٥°ف)
كمية المطر السنوي	قليلة ١٠ بوصات (٢٥سم)	قليلة ١٠ بوصات (٢٥ سم)
نصيب الفصل الممطر	١/٢ كمية المطر (صيفاً)	٢/٥ كمية المطر (شتاء)
نصيب الفصل الجاف	١/٨ كمية المطر (بداية الصيف)	١/٢ كمية المطر (صيفاً)

التغيرات المناخية

لا يقتصر تنوع المناخ على إختلافه من مكان إلى آخر على سطح الأرض خلال الوقت الحاضر ، بل أكد العلماء تنوع المناخ من فترة زمنية إلى أخرى خلال التاريخ الجيولوجي الطويل لقشرة الأرض . وعرف العلماء حدوث الذبذبات المناخية المتعاقبة واحدة بعد الأخرى من دراستهم لبقايا الحفريات النباتية والحيوانية ومعرفة الظروف البيئية التى كانت تعيش فيها . هذا إلى جانب ما ينتج عن هذه التغيرات المناخية من تشكيل مباشرة للتجوية ولعوامل التعرية المختلفة التى تترك بدورها طابعها وبقايا تأثيراتها فى الأماكن التى كانت تعمل فيها [١] .

وقد أكدت الدراسات الجيولوجية تعرض سطح الأرض لمناخ شديد البرودة جداً نتج عنه تكوين غطاءات جليدية كبرى .

---

(١) أ- د. حسن أبو العينين «كوكب الأرض» الطبعة الحادية عشرة-الأسكندرية (١٩٩٦)

ب- د. حسن أبو العينين «أصول الجيومورفولوجيا» الطبعة الحادية عشرة-الأسكندرية (١٩٩٦)

راجع هنا الفصل الثانى والعشرون (العصر الجليدى البلايستوسينى) .

وقد حدثت هذه « العصور الجليدية » خلال فترات مختلفة من التاريخ الجيولوجي الطويل ومن أقدمها فترة جليد ما قبل الكمبري Pre-Cambrian Glaciation والتي حدثت منذ أكثر من ٨٠٠ مليون سنة مضت . وقد إكتشفت بقايا حفريات هذا العصر الجليدي القديم في العروض الدنيا الحالية ، كما عثر الباحثون على بقاياها المعروفة باسم حفريات Tillites في بعض اجزاء من غرب أستراليا ، كما إكتشف الجيولوجيون تعرض سطح الأرض لمناخ جليدي شديد القسوة خلال العصر الكربوني الأدنى Late-Carboniferous Glaciation تركز هو الآخر في العروض الوسطى والعليا من سطح الكرة الأرضية . وقد إكتشف الجيولوجيون رواسب «الديكا» الجليدية الكربونية Dywka Boulder-Bed في جنوب قارة أفريقيا وشرق البرازيل وقد استفاد العالم فجنر Wegner من هذه الحقيقة وأثبت أن شرق البرازيل وجنوب أفريقيا وهضبة الدكن وغرب أستراليا كانت عبارة عن جزء من قارة جندوانا القديمة قبل أن يتعرض للتزحزح فوق طبقة السيما التي كانت شديدة اللزوجة عند نهاية العصر الكربوني .

وهناك أدلة أخرى تثبت بدورها أن سطح الأرض تعرض مرة أخرى لفترة جليدية كبرى عند منتصف عصر البلايوستوسين وهو ما يعرف باسم العصر الجليدي البلايوستوسيني وقد إهتم الإنسان بدراسة هذه الفترة الأخيرة دراسة تفصيلية جادة حيث إنها الفترة التي ظهر فيها الإنسان ، وأثرت مظاهرها الطبيعية وظروفها المناخية في هجرته من مكان إلى آخر على سطح الأرض . وقد نتج عن الظروف المناخية البلايوستوسينية تكوين المعابر الأرضية وإرتباط القارات بعضها بالبعض الآخر ، وتشكيل مورفولوجية السواحل ، والتغيرات التي حدثت في مستوى سطح البحر ، وتراكم الجليد فوق سطح الأرض وإنصهاره ، وتعميق المجاري النهرية لأوديتها وتشكيل التصريف النهري العام لسطح الأرض .

وقد إختلفت الآراء في أسباب حدوث هذه التغيرات المناخية الكبرى على سطح الأرض . وتتلخص هذه الآراء فيما يلي :

أ- تغير المدار الأهليلجى الذى تدور فيه الأرض أو إختلاف درجة ميل محور الأرض إختلافاً طارئاً ولأى أسباب ما .

ب- تغير مركز القطبين بالنسبة لأجزاء قارات سطح الأرض .

جـ- تغير التركيب الكيميائى لعناصر الجو .

د- تغير شدة الأشعة الشمسية تبعاً للتفاعلات النووية التى تحدث فى باطن الشمس ، وما يبعها من ظهور البقع والإنفجارات الشمسية .

هـ- إختلاف المظهر التضاريسى العام لسطح الأرض من فترة إلى أخرى . حيث تظهر مناطق جبلية هائلة الإرتفاع (مثل سلاسل جبال الألب) فى مناطق كانت من قبل عبارة عن أحواض بحرية ، وينتج عن ذلك تغير فى المناخ على سطح الأرض .

وحتى الوقت الحاضر لا يدرك العلماء تماماً الأسباب التى أدت إلى حدوث « العصر الجليدى » على سطح الأرض ذلك لأن الغطاءات الجليدية الكبرى فى المناطق القطبية والباردة يمكن لها أن تتكون نتيجة لأى من :

أ- البرودة الشديدة لهواء المناطق القطبية والتى تؤدى إلى حدوث التساقط على شكل ثلج ، وتجمده وتماسكه عند وصوله إلى سطح الأرض وتكوينه للغطاءات الجليدية التى تتراكم فوق سطح الأرض .

ب- الحرارة الشديدة لهواء المناطق المدارية والتى تؤدى هى الأخرى إلى شدة التبخر ، وإرتفاع بخار الماء فى الهواء ، وحدوث التكاثف بكثرة على شكل ثلج فى المناطق الباردة وتكوين الغطاءات الثلجية فى المناطق القطبية وإنسيابها على شكل ثلاجات صوب المناطق الباردة [1] .

ومن دراسة قطاعات النباتات الحفرية والتربة وبقايا بعض الكائنات العضوية بعد حساب نظائر الأوكسجين Oxgen Isotopes فيها تبين بأن درجة حرارة الهواء فوق القارة الأوربية خلال العصر الكريتاسى الأعلى (منذ

---

(1) Gresswell, K.P., " Physical geography ", Longman (1972) p.93.

حوالى ٥٠ مليون سنة مضت) وخلال عصر الأيوسين (منذ نحو ٣٠ مليون سنة مضت) ، كانت أعلى من درجة حرارة الهواء الحالى لسطح الأرض بما يتراوح من ١٢° - ١٥°م . ثم بدأت درجة حرارة الهواء تنخفض تدريجياً إبتداء من عصر الأوليجوسين Oligocene (٢٦ مليون سنة مضت) . وخلال عصر البلايوسين Pliocene كانت درجة حرارة الهواء فوق قارة أوربا أعلى بنحو ٥°م عن درجة حرارة الهواء الحالى . ومنذ ذلك العصر الجيولوجى بدأت درجة الحرارة فى الإنخفاض التدريجى إلى أن بلغت مقدارها الحالى الذى تتمثل به اليوم .

ولكن تبعاً للتغيرات المناخية الفجائية إنخفضت درجة الحرارة إنخفاضاً فجائياً خلال كل فترة جليدية من فترات عصر البلايوستوسين الجليدية بنحو ٩°م عن درجة حرارة الهواء الحالى فوق القارة الأوربية . وتراجعت الغطاءات الجليدية الأخيرة Last glaciation من فوق أراضى الجزر البريطانية منذ نحو ١٢ ألف سنة مضت ، ويقتصر وجود الجليد اليوم على مناطق الحلبات Cirques الجبلية العالية وتظهر كثير من هذه الحلبات على شكل بحيرات جليدية جبلية . وذلك بعد إنصهار الجليد الذى كان متجمعاً فيها . وفيما بعد العصر الجليدى Post Glacial -time إرتفعت درجة حرارة الهواء ، وزادت نسبة إنصهار الجليد وأدى ذلك إلى الإرتفاع التدريجى فى مستوى سطح البحر منذ عام ٦٠٠٠ ق.م.

ومن دراسة مواقع الآثار التاريخية الرومانية يتبين أن مناخ سطح الأرض كان أكثر دفئاً خلال العصر الرومانى من الهواء الحالى لسطح الأرض ، وإستمرت حرارة الهواء بهذه الصورة حتى القرن الخامس عشر الميلادى . ومنذ هذا القرن الأخير تعرض سطح الأرض لذبذبات مناخية متعاقبة كان بعضها دفيئاً والآخر بارداً وأثرت هذه الظروف المناخية فى إزدهار بعض المراكز العمرانية وإضمحلال بعضها الآخر . كما يرجح العلماء بأن هوامش الصحارى الحارة الجافة الحالية كانت أكثر مطراً خلال العصر الرومانى وحتى قبيل ظهور الإسلام عما هى عليه اليوم .

ويؤكد العلماء بأن المناخ لا يزال يتغير حتى فى أيامنا الحالية . فقد تبين من دراسة البيانات المناخية القديمة بأن درجة حرارة الهواء فوق قارة أوربا فى عام ١٨٨٠ كانت أعلى نسبياً من درجة حرارة هواء هذه القارة فى عام ١٩٤٠ . وكان معدل الزيادة السنوية فى درجة حرارة الهواء نحو ١/٤ درجة مئوية فى العام . وعلى ذلك إرتفعت درجة الحرارة فى عام ١٩٤٠ بنحو ١٥م تقريباً عما كانت عليه فى عام ١٨٨٠ ولكن بدأت درجة الحرارة فى الثبات النسبى منذ عام ١٩٤٠ إنكمش حجم الثلاجات الجبلية Glaciers ، وظهرت بقايا بعض الركامات النهائية الحديثة فيما وراء رواسب الركامات النهائية لجليد الفيرم . كما تبين أن حجم الغطاءات الثلجية فى سويسرا الآن تعد فى ربع حجمها الذى كانت عليه عند عام ١٨٨٠م.

كما أكدت الأدلة الجيولوجية والأقيانوغرافية كذلك بأن هناك إرتفاع تدريجى مستمر فى منسوب سطح البحر الحالى تبعاً لتعرض الثلاجات والغطاءات الجليدية للإنصهار التدريجى ويقدر هذا الإرتفاع بمعدل ٣سم فى العام (١) .

وسجلت الدراسات المتيورولوجية الحديثة حدوث إرتفاع عام فى درجة حرارة هواء العالم نتيجة للتغيرات الكيميائية الطارئة التى أصابت الغلاف الجوى للأرض تحت تأثير عمليات تلوثه بغازات ثانى أكسيد الكربون وأول أكسيد الكبريت . وقد نجم عن زيادة إرتفاع درجة الحرارة عالمياً عن معدلاتها المألوفة إنصهار مساحات واسعة من الكتل الجليدية القطبية ومن ثم إرتفاع المنسوب العام لسطح البحر وزيادة عمليات تآكل الشواطئ ، وإنتشار حدوث الجفاف فى المناطق الحدية من الأقاليم المناخية المدارية .

---

(١) أ- د. حسن أبو العينين جغرافية البحار والمحيطات الطبعة الأولى (١٩٦٧) والطبعة التاسعة الإسكندرية مؤسسة الثقافة الجامعية (١٩٩٦).

ب- د. حسن أبو العينين «أصول الجيومورفولوجيا» الطبعة الأولى (١٩٦٥) والطبعة الحادية عشرة الإسكندرية مؤسسة الثقافة الجامعية (١٩٩٦).

جـ- د. حسن أبو العينين «لبنان دراسة فى الجغرافيا الطبيعية» بيروت (١٩٨٠) .

الفصل الرابع عشر

الأقاليم المناخية فى قارة أوربا وفى قارة أستراليا

دراسة تطبيقية

بعد أن تناول الفصل السابق دراسة الخصائص العامة للأقاليم المناخية وتوزيعها الجغرافى على سطح الأرض ، يعرض هذا الفصل من الكتاب لدراسة تطبيقية تخص التوزيع الجغرافى للأقاليم المناخية فى قارة أوربا كنموذج للقارات التى تقع فى نصف الكرة الشمالى والأقاليم المناخية فى قارة أستراليا كمنوذج للقارات التى تقع فى نصف الكرة الجنوبى ويرى المؤلف عدم جدوى دراسة الأقاليم المناخية فى جميع قارات العالم كل على حدة ، تجنباً للتكرار .

« أولاً » : مناخ قارة أوربا وأقاليمها المناخية

تقع قارة أوربا بين دائرتى عرض ٣٥° - ٧١° شمال الدائرة الإستوائية وعلى ذلك تتميز معظم اراضى القارة بالمناخ المعتدل وتبعاً لتداخل البحار الضحلة فى هذه القارة أدى ذلك إلى إنخفاض المدى الحرارى اليومى والسنوى فيها بالنسبة لغيرها من القارات الكبيرة المساحة وتتميز اوربا كذلك بكثرة أمطارها إذا ما قورنت بغيرها من أراضى القارات الأخرى التى تقع عند نفس العروض المشابهة . ويرجع ذلك إلى ما يلى :

أ) وقوع قارة أوربا فى الجانب الغربى لقارة أسيا الكبرى ومن ثم تتعرض الرياح العكسية الغربية الرطبة الآتية من المحيط الأطلسى الشمالى. وتسقط هذه الرياح أمطاراً غزيرة فوق القارة الأوربية وحتى فى المناطق الداخلية منها نظراً لعدم وجود حواجز جبلية موازية لساحلها الغربى تتعرض للرياح الغربية الممطرة كما هو الحال مثلاً بالنسبة لمرتفعات الروكى فى أمريكا الشمالية .

ب) تاثير الرياح الرطبة المحملة فى أراضى القارة ولمسافات بعيدة من

الساحل الغربى وذلك بمساعدة البحار الضحلة المتداخلة فى القارة (مثل بحر إيجة والبحر الأسود وبحر الأدرياتيك والبحر التيرانى وخليج بسكاى وبحر البلطيق وبحر الشمال) . ويمكن أن نلخص العوامل التى تؤثر فى مناخ قارة أوربا فيما يلى :-

١- الموقع :

تمتد قارة أوربا فيما بين دائرتى عرض ٣٥° - ٧١° شمالاً . وفيما بين خطى طول ١٠° غرباً إلى ٦٠° شرقاً تقريباً وعلى ذلك فإن معظم نطاق القارة يتعرض للمناخ المعتدل البارد كما سبقت الإشارة من قبل ونجم عن هذا الموقع أن تعرض القسم الأكبر من أراضى القارة الأوربية لدرياح العكسية الغربية فى حين تهب الرياح الباردة القطبية على القسم الشمالى منها وخاصة خلال فصل الشتاء

٢ - شكل القارة

تعد قارة أوربا امتداداً طبيعياً لقارة اسيا وهى أيضاً قارة صغيرة المساحة بالنسبة لقارة اسيا كما أنها تقع فى الجانب الغربى من العروض الوسطى والعليا مواجهة للرياح العكسية الغربية الرطبة من جهة ويتداخل فيها كثير من البحار والمسطحات البحرية من جهة أخرى وأدت هذه الظروف إلى تشكيل معظم أراضى قارة أوربا بالمناخ البحرى وحتى الجانب الشرقى من القارة لا يتميز بالقارية المتطرفة التى تتميز بها أواسط آسيا بل أن البعض يعتبر قارة أوربا شبه جزيرة كبرى يحيط بها البحر المتوسط من الجنوب والمحيط الأطلسى من الغرب والمحيط الشمالى القطبى من الشمال ومن ثم لا تبعد أى منطقة من قارة أوربا عن المسطحات البحرية لها بأكثر من ٥٠٠ ميلاً

٣- إمتداد السلاسل الجبلية :

نتيجة لإمتداد المرتفعات الألبية فى أوربا عاماً من الغرب إلى الشرق فإنها لم تحجز المؤثرات المناخية الآتية من المحيط الأطلسى وهكذا تدخل

الرياح العكسية الغربية إلى شرق القارة فى سهولة ولمساحات طويلة وخاصة عندما يتركز على شرق القارة منطقة من الضغط الجوى المنخفض .أما جنوب القارة فيتشكل بدوره المؤثرات المناخية الآتية من البحر المتوسط.

٤- الكتل الهوائية :

تتأثر القارة بالكتل الهوائية المختلفة التى تتمركز فوق أجزاء منها أو تلك التى تنساب إليها من المناطق المجاورة وتشكل هذه الكتل الهوائية الظروف المناخية السائدة فوق أجزاء القارة خلال فصول السنة المختلفة . ومن بين أهم تلك الكتل الهوائية التى تشكل مناخ القارة بصورة مباشرة الكتل الهوائية القطبية القارية الباردة التى تنساب من شمال آسيا خلال فصل الشتاء والكتل القطبية القارية الباردة التى تنساب من شمال المحيط الأطلسى وتهب على شمال أوربا وينجم عن ذلك إنخفاض درجة حرارة الأجزاء الشمالية والوسطى من القارة ومما ساعد على إرتفاع كمية الأمطار السنوية فوق القارة الأوربية تأثر هذه القارة كذلك بالكتل الهوائية الرطبة الدفيئة الآتية من المحيط الأطلسى متجهة نحو مراكز الضغط المنخفض فى شرق القارة ويلاحظ بأن الكتل الهوائية القطبية الباردة قد تنساب جنوباً وتشكل الظروف المناخية لأجزاء جنوب أوربا وشمال أفريقيا عندما يتركز فوق مسطحات البحر المتوسط مناطق من الضغط المنخفض الشتوى ويعد القسم الأوسط من القارة الأوربية مركزاً رئيسياً فى تكوين نطاق الجبهات شبه القطبية Subpolar fronts ونتج عن ذلك تكوين الإنخفاضات الجوية بكثرة خلال فصل الشتاء وسقوط الأمطار خاصة فى القسم الغربى من القارة .

٥- التيارات البحرية :

عندما ينساب المحيط الأطلسى الشمالى شرقاً يتشعب عند الجزر البريطانية إلى ثلاث شعب . ويتجه القسم الأول منه على شكل تيارات دفيئة تسير بمحاذاة السواحل الغربية للجزر البريطانية وينساب هذا القسم من التيارات البحرية الدفيئة شمالاً حتى السواحل الغربية لإسكنديناوة . أما

القسم الثانى منه فيدخل بحر الشمال ويشكل مناخ السواحل فى حوض هذا البحر حيث يعد تياراً مائياً دفيئاً بالنسبة لتلك السواحل المنخفضة الحرارة . أما القسم الثالث من تيار المحيط الأطلسى الشمالى فيتجه جنوباً نحو خليج بسكّاى وسواحل شبه جزيرة أيبيريا والطرف الشمالى الغربى من أفريقيا . ويعرف باسم تيار كناريا وهو يعد تياراً بارداً حيث إنتقل هنا من مناطق باردة نسبياً إلى أخرى دفيئة . على ذلك يعمل هذا التيار على إنخفاض درجة حرارة السواحل الجنوبية الغربية لفرنسا وسواحل غرب شبه جزيرة أيبريا ويلاحظ أن التيارات البحرية الدفيئة تساعد على زيادة نسبة الرطوبة فى الهواء وعلى أن تتحمل الرياح العكسية الغربية ببخار الماء مما يساعد على كثرة سقوط الأمطار فى القسم الغربى والأوسط من القارة الأوربية .

خصائص عناصر المناخ فى قارة أوربا

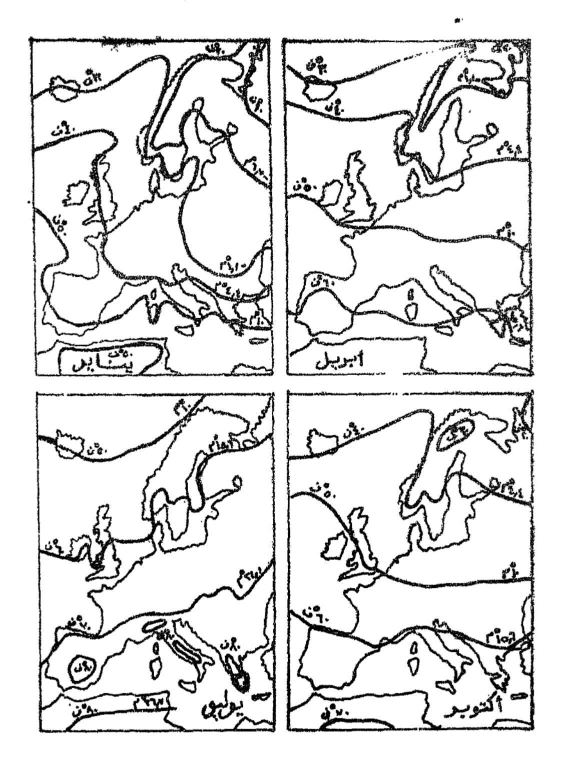
أولاً - الحرارة :

(أ) خلال فصل الصيف .

خلال هذا الفصل تتعامد الشمس على مدار السرطان فى نصف الكرة الشمالى ومن ثم تتزحزح النطاقات الحرارية شمالاً وترتفع درجة الحرارة فوق أجزاء القارة الأوربية وخاصة الجنوبية منها وتنخفض درجة الحرارة كلما إتجهنا شمالاً نحو القطب الشمالى وهكذا نجد أن بعض أجزاء من المناطق الأوربية المطلة على حوض البحر المتوسط ترتفع درجة حرارتها نحو ٨٠ْف ، (٢٦,٧ْم) فى حين تبلغ درجة الحرارة على السواحل المطلة على المحيط القطبى شمالاً خلال الفصل نحو ٥٠ْف ، (١٠ْم) . شكل (٩٤) .

ومن دراسة خطوط الحرارة المتساوية خلال فصل الصيف يلاحظ أنه أدفأ أجزاء قارة أوربا خلال هذا الفصل تتمثل فوق هضبة المزيتا الإسبانية وشبه جزيرة إيطاليا ، وشبه جزيرة البلقان حيث تبلغ درجة الحرارة هنا نحو ٨٠ْف .

ويكاد يقسم خط الحرارة المتساوى ٧٠°ف (٢١,١°م) قارة اوربا خلال هذا الفصل إلى قسمين أحدهما شمالى معتدل الحرارة والآخر جنوبى مرتفع الحرارة ويمتد هذا الخط فوق نطاق الهضاب الوسطى الأوربية .



(شكل ٩٤) خطوط الحرارة المتساوية خلال فصول السنة المختلفة فوق قارة اوربا .

ويمتد خط الحرارة المتساوى ٦٠ْف (١٥,٦ْم) فوق حوض البلطيق بالقسم الشمالى من قارة أوربا وأواسط الجزر البريطانية وإيرلندا . ويكاد يلامس خط الحرارة المتساوى ٥٠ْف (١٠ْم) الأطراف الشمالية من شبه جزيرة إسكنديناوة وأواسط جزيرة أيسلند .

وعلى الرغم من أن إنخفاض درجة الحرارة خلال هذا الفصل يظهر كلما إتجهنا شمالاً فى قارة أوربا إلا أن عدد ساعات شروق الشمس يزداد كلما إتجهنا شمالاً كذلك ومعنى ذلك أنه على الرغم من إنخفاض درجة الحرارة فى الأجزاء الشمالية من قارة أوربا إلا أنه تبعاً لزيادة عدد ساعات شروق الشمس ترتفع القيمة الفعلية لدرجة الحرارة كما يمكن لبعض المحاصيل الزراعية مثل القمح أن تنمو خلال وقت أو فترة زمنية أقصر من تلك بالنسبة لنفس هذه المحاصيل الزراعية فى مناطق أخرى . وتستمر درجة الحرارة فى الإرتفاع بقارة أوربا حتى مجئ الخريف (أكتوبر) ، وإن كانت قيم درجات الحرارة تقل نسبياً خلال هذا الفصل فنلاحظ أن أدفأ الأجزاء الجنوبية من القارة لا تزيد درجة حرارتها عن ٦٠ْف (١٥,٦ْم) ، وأن خط الحرارة المتساوى ٥٠ْف (١٠ْم) يكاد ينصف القارة . ويعد القسم الشمالى من شبه جزيرة اسكنديناوة هو أبرد أجزاء القارة حلال فصل الخريف حيث تبلغ درجة الحرارة هنا نحو ٣٠ْف أو بمعنى أخر نادراً ما تنخفض درجة الحرارة عن الصفر المئوى فوق القارة الأوربية خلال الفترة الممتدة من بداية فصل الصيف حتى منتصف فصل الخريف (شكل ٩٤)

(ب) خلال فصل الشتاء :

خلال هذا الفصل تتعامد الشمس على مدار الجدى فى النصف الجنوبى للكرة الأرضية ومن ثم تنخفض درجة حرارة هواء النصف الشمالى للأرض ، بخلاف ما كانت عليه خلال فصل الصيف . وبالنسبة للحرارة خلال فصل الشتاء فى قارة أوربا ، فيلاحظ بأن درجة الحرارة تنخفض فى إتجاه عام من الغرب إلى الشرق ، أو بمعنى أخر مع الإبتعاد عن

Kendrew, W.G., (The climates of the continents). Fifth edi (1961) p.296-348. (1)

المؤثرات البحرية والإتجاه نحو المناطق الداخلية القارية . وكثيراً ما تهب الكتل الهوائية الرطبة الدفيئة من المحيط الأطلسى وهذه إن كانت تساعد كثرة سقوط الأمطار إلا أنها تساعد كذلك على إرتفاع درجة حرارة السواحل الغربية لأوربا حتى نجد أن السواحل الأوربية ممثلة فى السواحل الغربية لاسكنديناوة لا تتعرض مياهها للتجمد . (هذا جانب تأثير التيارات البحرية الدفيئة) وتتراوح درجة الحرارة شتاء على طول السواحل الغربية لأوربا من ٥٠ْف ، (١٠ْم) فى جنوب البرتغال إلى نحو ٢٠ْف (-٦,٧ْم) فى المناطق الشمالية من النرويج . ومع نهاية الشتاءومجئ فصل الربيع تبدأ درجة الحرارة فى الإرتفاع التدريجى ومن ثم يتمركز خط الحرارة المتساوى ٦٠ْف ، (١٥,٦ْم) فوق القسم الجنوبى من قارة أوربا خلال هذا الفصل وينصف خط الحرارة المتساوى ٥٠ْف (١٠ْم) قارة أوربا إلى قسمين أحدهما شمالى تقل فيه درجة الحرارة عن ٥٠ْف والآخر جنوبى ترتفع فيه درجة الحرارة عن ذلك .

ومن ثم من المفيد أن نقارن هنا بين درجات الحرارة خلال فصل الشتاء فوق القسم الشمالى الغربى لأوربا ، مع أراضى شرق أمريكا الشمالية التى تقع عند نفس العروض حتى يتضح تأثير تيار المحيط الأطلسى الدفئ على تشكيل الظروف المناخية لسواحل أوربا خلال فصل الشتاء . ويتبين أن الحرارة خلال فصل الشتاء فوق مدينة كورونا (Corona) الأسبانية فى الطرف الشمالى الغربى لشبه جزيرة أيبريا تبلغ نحو ٤٧ْف (٨,٣ْم) بينما درجة الحرارة شتاءً فى بورتلاند الواقعة معها على نفس دائرة العرض (بولاية مين Maine فى أمريكا الشمالية) نحو ٢٢ْف (-٥,٦ْم) أما درجة الحرارة فوق مدينة برجن (Bergen) فى النرويج والواقعة على دائرة عرض ٦١ْ شمالاً فتبلغ نحو ٣٧ْف (٢,٨ْم) شتاء فى حين نجدها عند نفس دائرة العرض فى أمريكا الشمالية وذلك حول سواحل هدسن أقل من ذلك بكثير بل تتجمد المياه فى خليج هدسن Hudson فيما بين نوفمبر إلى مارس [1] .

(1) Branigan, J.J., Europe, MacDonald and Evans, London (1965) p.27-38.

أما بالنسبة للمناطق الداخلية من أوربا فإنها تبعد هى الأخرى عن تأثير المحيط الأطلسى ومن ثم تتميز بشدة برودتها ، بل قد تنخفض درجة الحرارة فى بعض أجزائها إلى أقل من درجة التجمد . وعلى سبيل المثال تبلغ درجة حرارة الشتاء فى لننجراد نحو ١٥°ف ، (-٩.٤°م) وفى موسكو ١٢.٢°ف (-١١.١°م) وفى كويبيشيف Kuibyshev فى القسم الأوسط من حوض الفولجا نحو ٩°ف (-١٢.٨°م) . بينما ترتفع درجة الحرارة فى بعض أجزاء من قارة أوربا بحيث لا تقع بعيدة عن سواحل المحيط الأطلسى ومن ثم تصل درجة حرارة الشتاء فى براج Prague نحو ٢٩°ف ، (-١.٧°م) وفى تبركين (-٣.٣°م)

ومن ثم يتضح أن مناخ شرق أوربا يميل إلى القارية ويرتفع فيه المدى الحرارى اليومى والفصلى . وهكذا نجد أن المدى الحرارى الفصلى فى موسكو يبلغ نحو ٥٤°ف ، (٣٠°م) بينما يقل المدى الحرارى الفصلى عن ذلك كثيراً بالنسبة للسواحل الأوربية المطلة على المحيط الأطلسى فلا يزيد المدى الحرارى الفصلى فى كورونا عن ٢٢°ف ، (١٢.٢°م)

وفى روسكوف Roscoff فى بريتانيا ١٧°ف (٩.٤°م) وفى فالنشيا Valentia فى جنوب غرب ايرلندا ١٥°ف (٨.٢°م) وحتى بالنسبة للمناطق النرويجية فى العروض الباردة فلا يزيد المدى الحرارى عندها هنا عن أكثر من ٢٤°ف ، (١٣.٣°م) .

ثانياً - الضغط والرياح :

يمكن القول بأن حركة الرياح فوق أجزاء القارة الأوربية تتشكل بتكوين أربعة مراكز للضغط الجوى خلال فصول السنة المختلفة إثنتان منها عبارة عن مراكز للضغط المرتفع والأخرتان عبارة عن مراكز للضغط المنخفض . وتتمثل هذه المراكز المختلفة لنطاقات الضغط فيما يلى :-

١) الضغط المرتفع الأزورى : الذى يختلف إتساعه من فصل إلى آخر إلا أنه يتمركز معظم فترات السنة فوق جزر الآزور والرأس الأخضر .

٢) الضغط المنخفض الأيسلندى : وهو عبارة عن مركز من الضغط المنخفض فوق جزيرة ايسلندا وشتد تأثيره خلال فصل الشتاء عندما تكون السطحات المائية اكثر دفئاً من اليابس المجاورة لها .

٣) الضغط المرتفع الآسيوى أو السيبيرى : الذى يظهر خلال فصل الشتاء تبعاً لهبوط الهواء البارد .

٤) الضغط المنخفض فوق جنوب غربى أسيا : والذى يظهر خلال فصل الصيف تبعاً لإرتفاع الهواء الملامس لسطح الأرض خلال هذا الفصل وصعوده إلى أعلى

ويختلف مدى شدة وعمق هذه المراكز المختلفة للضغط الجوى من سنة إلى أخرى بل ومن شهر إلى أخر ويلاحظ بأن المناطق التى تتأثر بالضغط المنخفض كثيراً ما تتعرض لحدوث الإنخفاضات الجوية Depressions ومقدماتها Fronts ويقع بين كل إنخفاض جوى وأخر ، منطقة ضد إعصارية Anti-Cyclones أى مناطق من الضغط الجوى المرتفع وقد تبين أن معظم الإنخفاضات الجوية التى تشكل مناخ أوربا تتكون عند خط الجبهات القطبية Front Arctic وهو عبارة عن الخط الذى يتقابل عنده الهواء البارد فى المناطق القطبية والهواء الساخن الآتى من المناطق المدارية ونتيجة لتقابل هذه الكتل الهوائية المختلفة الخصائص الطبيعية بعضها مع الآخر بالإضافة إلى عامل دوران الأرض حول نفسها يصعد الهواء الساخن إلى اعلى وينزل الهواء البارد إلى أسفل وتتكون الإنخفاضات الجوية المتلاحقة التى يتبع بعضها البعض الآخر فوق القارة الأوربية فى إتجاه عام من الغرب إلى الشرق ، وبصورة أشد خلال فصل الشتاء عنها خلال فصل الصيف . وفيما يلى ملخص لنطاقات الضغط المختلفة التى تتأثر بها القارة الأوربية :

١- نظام الضغط المرتفع الآزورى :

تتكون هذه المنطقة من الضغط المرتفع فوق جزر الآزور بالمحيط الأطلسى عند نقطة تلاشى كل من الرياح العكسية شمالاً والتجارية جنوباً منطقة الضغط المرتفع تزداد حجماً خلال فصل الصيف وتغطى منطقة

واسعة من حوض البحر المتوسط . بل قد يمتد نطاقها شمالاً ليضم القسم الجنوبى من بريطانيا ويعزى إلى إنخفاض درجة حرارة الهواء الملامس للمسطحات المائية عن الهواء لليابس خلال هذا الفصل . ويسبب هذا النطاق من الضغط المرتفع حدوث الطقس الهادئ المشمس وعدم ظهور السحب المتوسطة أو المنخفضة وذلك بالنسبة لمعظم أجزاء أوربا . ويمكن القول عامة أن الضغط المرتفع الآزورى لا يسبب سقوط الأمطار ومن ثم تتميز الأراضى التى تتأثر به وخاصة فى أفريقيا بالجفاف وإذا إنساب نطاق الضغط المرتفع الآزورى شمالاً قد ينتج عنه ما يعرف باسم الموجات الدفيئة أو الحارة Heat Waves والتى تتأثر بها شمال غرب أوربا خلال فصل الصيف

٢- نظام الضغط المنخفض الأيسلندى

ويتكون هذا الضغط المنخفض الدائم من حول جزر أيسلند طول العام . ويحدث هذا النظام من الضغط فى المنطقة التى يتلاقى فيها كل من الرياح القطبية الآتية من الشمال مع الرياح العكسية الآتيه من الجنوب الغربى ولكن ينكمش هذا النطاق من الضغط الجوى المنخفض خلال فصل الصيف وتزداد شدته خلال فصل الشتاء عندما تكون المسطحات المائية أكثر دفئاً من اليابسة المجاورة لها وخلال هذا الفصل الأخير يمتد نطاق الضغط المنخفض الأيسلندى جنوباً حتى سواحل البرتغال وشرقاً حتى وسط أوربا

وتنساب ألسنة من الكتل الهوائية الباردة من مراكز الضغط المنخفض تسبب سقوط الأمطار وحدوث موجات من البرودة الشديدة على وسط أوربا بل كثيراً ما تتأثر بها الظروف المناخية فى حوض البحر المتوسط . حيث تسقط الأمطار الغزيرة هنا بفعل الإنخفاضات الجوية المنبعثة أصلاً من مراكز الضغط المنخفض الأيسلندى .

٣- نظام الضغط المرتفع الأسيوى أو السيبيرى :

نتيجة لزيادة إتساع القارة الأسيوية تنخفض درجة الهواء الملامس لليابس هنا إنخفاضاً كبيراً خلال فصل الشتاء وتتكون منطقة كبرى من الضغط المرتفع تتعرض للهواء الهابط البارد وتخرج الرياح من اليابس

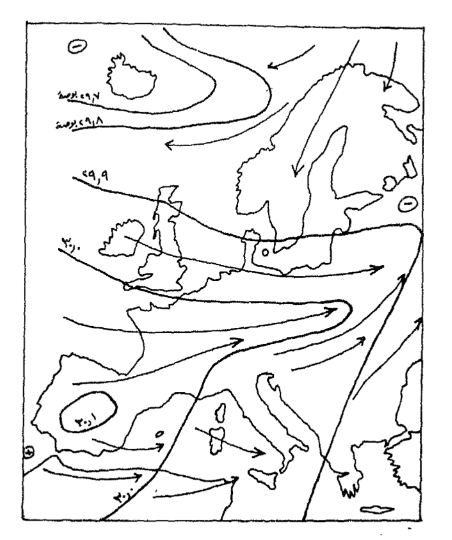
الآسيوى متجهة غرباً نحو أوربا وشرقاً نحو السواحل الآسيوية حيث تعرف باسم الرياح الموسمية الشتوية . أما بالنسبة للقارة الأوربية فتمتد ألسنة واسعة من نطاق الضغط المرتفع السيبيرى وتتمركز فوق شرق ووسط أوربا . وهكذا يمكن أن يقسم نطاق الرياح العكسية إلى نطاقين أحدهما شمالى والآخر جنوبى ، وتمتد ألسنة الضغط المرتفع السيبيرى فيما بينهما وتسبب حدوث أضداد الأعاصير الشديدة البرودة والتى تنفصل بير الفترات الممطرة الناتجة عن تأثير الرياح العكسية الغربية ويتركز معظم فعل أضداد الأعاصير السيبيرية فوق شرق أوربا من أكثر من حدوث إمتداد الأعاصير فوق وسط أوربا وغربها ذلك لأر الشتاء فى روسيا يتمير بهدو. الرياح وشدة البروده وقله التساقط

- نظام الضغط المنخفض الهندى أو جنوب غربى أسيا

على الرغم مر ار حوض البحر المتوسط يتأثر بمنطقة الضغط المرتفع الأزورى خلال فصل الصيف إلا انه يمكر القول كذلك بأر القسم الشرقى مر هذا الحوض يتأثر بمناطق الضغط المنخفض الكبرى التى تتركز عاده فوق صحراء ثار بشمال غرب الهند وتسمى هذه المراكز مر الضغط المنخفض شدة جفاف شرقى البحر المتوسط خلال فصل الصيف وبالسماء الصافية وبالسحب العاليه والذى يعد مر أهم خصائص مناخ حوض البحر المتوسط خلال فصل الصيف

ومن دراسة خطوط الضغط المتساوى فوق القارة الأوربية خلال فصل الصيف يتبين أن مراكز الضغط المنخفض (٢٩,٨ بوصة) تتمركز فوق شرق القارة تبعاً لإرتفاع درجة الحرارة هنا ، فى حين يتمركز فوق المسطحات المائية المجاورة وفوق المحيط الأطلسى الشمالى وحول جزر الأزور مناطق من الضغط المرتفع (٣٠.٠ بوصة) . ومن ثم تنتقل الرياح العكسية الغربية من الغرب إلى الشرق ويتأثر نطاقها العرضى هنا بزحزحة نطاقات الضغط المختلفة مع حركة الشمس الظاهرة وتعامدها خلال هذا الفصل فوق مدار السرطان كما تهب الرياح القطبية الشمالية من مراكز

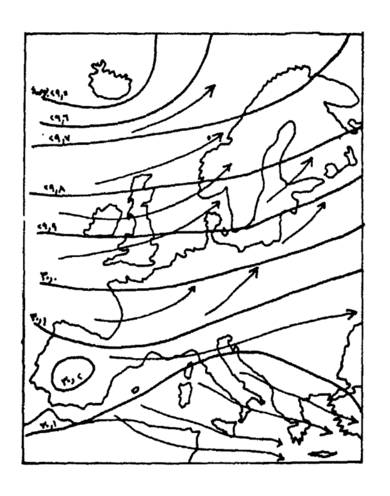
الضغط المرتفع القطبى صوب مراكز الضغط المنخفض فى شرقى أوربا.(شكل٩٥) .



(شكل ٩٥) خطوط الضغط المتساوى وإتجاهات الرياح فوق قارة أوربا صيفاً .

أما خلال فصل الشتاء فيكون الهواء الملامس لليابس فى شرق أوربا أبرد من الهواء الملامس للمسطحات المائية فوقه مراكز من الضغط المرتفع النسبى (٣٠,١بوصة) لا تساعد على جذب الرياح العكسية الغربية إليها ، ومن ثم يظهر تأثير هذه الرياح الأخيرة خلال هذا الفصل على القسمين الغربى والأوسط من القارة ، كما تهب الرياح الغربية على معظم حوض

البحر المتوسط خلال فصل الشتاء على مدار الجدى فى نصف الكرة الجنوبى وتزحزح نطاقات الضغط نحو الجنوب مع حركة الشمس الظاهرية . (شكل (٩٦) .



(شكل ٩٦) خطوط الضغط المتساوى وإتجاهات الرياح فوق قارة أوربا شتاء .

الأمطار فوق القارة الأوربية

يسقط فوق أوربا كل الأنوع المتعددة من الأمطار وتتلخص فى الآتى :

أ- الأمطار التضاريسية : Orographic Rainfall

وهى الأمطار التى تسقط عندما تصطدم الرياح بالمرتفعات الجبلية العالية الموجهة لها . وعند صعود الهواء المنحدرات الجبلية العالية يتعرض للبرودة وللتكاثف إذا ما إنخفضت درجة حرارته عن نقطة الندى ومن ثم تسقط الأمطار بغزارة على السفوح الجبلية المواجهة لإتجاه الرياح فى حين تكون السفوح الجبلية الأخرى فى الجانب المضاد لإتجاه الرياح قليلة الأمطار ويطلق عليها حينئذ مناطق ظل المطر[1] (Rain Shadow) .

ومن بين اظهر امثلة الأمطار التضاريسية فى القارة الأوربية تلك الأمطار الساقطة على السفوح الغربية لمرتفعات إسكنديناوة ومعظم الأمطار الساقطة على سفوح مرتفعات الألب وتقل الأمطار التضاريسية فى شرق أوربا تبعاً للإستواء العام لمظهر السطح فى هذه الأجزاء .

ب- الأمطار الإنقلابية أو التصاعدية : Convectional Rainfall

وهى التى تنشأ عن فعل تسخين سطح الأرض ومن ثم تسخين الهواء الملامس لسطح الأرض وصعوده تدريجياً إلى أعلى على شكل تيارات هوائية صاعدة وعندما تنخفض درجة حرارة الهواء فى الطبقات العليا إلى مادون نقطة الندى قد يتكثف بعض ما به من بخار ماء ويسقط على شكل أمطار إنقلابية ، وتتعرض مناطق واسعة من شرق أوربا لمثل هذا النوع من الأمطار خاصة خلال فصل الصيف . كما يسقط مثل هذا النوع من الأمطار التصاعدية عند حدوث عواصف الرعد والبرق Thunder Storms وخاصة خلال فصل الصيف فى شرق أوربا ووسطها .

جـ- الأمطار الإنخفاضية : Dcpressions or Cyclonic Rainfall

---

(١) راجع الفصل الحادى عشر من هذا الكتاب .

وهى أمطار الإنخفاضات الجوية التى تصاحب الرياح الغربية أو العكسية وتعد أهم أنواع الأمطار التى تتأثر بها القارة الأوربية . ومن دراسة الأمطار السنوية يمكن القول عامة بأن القارة الأوربية غزيرة الأمطار وتقل كمية الأمطار الساقطة فى إتجاه عام من الغرب إلى الشرق ويتضح ذلك عند دراسة كميات الأمطار الساقطة فوق بعض المدن الأوربية . فمثلاً تبلغ كمية الأمطار السنوية الساقطة فوق مدينة برست Brest فى شمال غرب فرنسا نحو ٢٩ بوصة فى حين تبلغ شرقاً فى برلين نحو ٢٢,٧ بوصة ، وفى وارسو Warsaw ٢١ بوصة ، وفى موسكو Moscow ١٦ بوصة ، وفى إديسا Odessa ١٦ بوصة وتبلغ فى استراخان Astrakhan على دلتا نهر الفولجان فى شرق أوربا نحو ٦,٦ بوصة .

وتزداد كمية الأمطار كذلك فوق المناطق الأوربية الجبلية التى تعترض إتجاهات الرياح الغربية . فمن بين كل ثلاثة أيام بالنسبة لمدينة برجن بينهما يومين ممطرين وتزيد كمية الأمطار السنوية الساقطة فوق برجن Bergen عن ٨٠ بوصة ومن ثم يتبين أن معظم مدن الساحل الغربى الضيق لإسكنديناوة تزيد كمية الأمطار السنوية الساقطة فوقها عن ١٠٠ بوصة .

وحتى إذا كانت السلاسل الجبلية بعيدة نسبياً عن الساحل الغربى لأوربا فإن كمية الأمطار السنوية الساقطة تكون غالباً مرتفعة . فتبلغ كمية الأمطار السنوية الساقطة فوق هضبة فرنسا الوسطى نحو ٦٦ بوصة وفوق جبل سانتس Santis بالقرب من ابنزل Appenzel فى سويسرا نحو ٩٥ بوصة . وفوق دوبروفنيك بجبال الألب الدينارية نحو ٥٩ بوصة بل وفوق بعض أجزاء من مرتفعات القوقاز الغربية فى المناطق شبه جافة تبلغ الأمطار السنوية الساقطة نحو ١٥ بوصة سنوياً .

فى حين تقل كمية الأمطار السنوية الساقطة عند مناطق ظل المطر فى القارة الأوربية فتبلغ كمية الأمطار السنوية الساقطة فوق أثينا Athens نحو ١٥,٤ بوصة وفوق مدينة هابارندا Haparanda فى أعالى طرف خليج البلطيق عند ظهر الهضاب الإسكندينافية نحو ١٩ بوصة . ويمكن أن

نلخص فصلية المطر فوق القارة الأوربية فيما يلى :

أ- خلال فصل الشتاء :

تسقط الأمطار فوق القارة الأوربية خلال هذا الفصل بفعل الرياح العكسية الغربية والإنخفاضات التى تصاحبها . وتختلف كمية الأمطار الساقطة من مكان إلى آخر . تبعاً لبعد هذه الأماكن عن الساحل الغربى لأوربا من جهة وتبعاً لتضرس المكان وموقعه المحلى من جهة أخرى .

وتغزر الأمطار الشتوية فى المناطق الأوربية المطلة على حوض البحر المتوسط بفعل الرياح الغربية الشتوية وتنخفض كمية الأمطار فى إتجاه عام من الغرب إلى الشرق ويلاحظ بأنه نتيجة للإمتداد الشمالى الجنوبى لمرتفعات الألب الدينارية ومرتفعات الأبنين فقد حجزت هذه الجبال كميات كبيرة من الرطوبة ومن ثم تسقط فوق سفوحها الغربية كميات كبيرة من الأمطار فى حين تقل الأمطار الساقطة بشكل واضح فوق الجوانب الشرقية لهذه الجبال التى تعد مناطق ظل المطر ومن ثم يتبين أن كمية الأمطار الساقطة على السفوح الغربية لمرتفعات الكارست فى يوغسلافيا تبلغ نحو ١٨٠ بوصة سنوياً فى حين تقل فوق منطقة أثينا التى تمثل مناطق ظل المطر الواقعة خلف جبال الألب الدينارية عن ١٥ بوصه

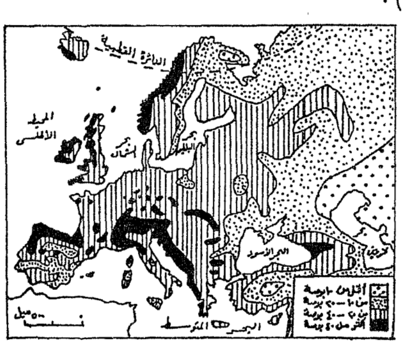
وبالنسبة لشمال اوربا خلال فصل الشتاء فتسقط الأمطار بغزارة فوق الساحل الغربى لاسكنديناوة وتقل كمية الأمطار فى الإتجاه الشرقى وتتنوع كمية الأمطار السنوية الساقطة فى هذا القسم تبعاً لتنوع التضاريس.

ب- أما خلال فصل الصيف : فيتركز فوق شرق القارة الأوربية منطقة من المنخفض تبعاً لإرتفاع درجة الحرارة للهواء الملامس لسطح الأرض وتعد هذه المنطقة إمتداداً للضغط المنخفض الكبير الذى يتركز فى اواسط آسيا وبصحراء ثار فى شبه القارة الهندية الباكستانية . وخلال هذا الفصل كذلك تتركز فوق المحيط الأطلسى منطقة من الضغط المرتفع النسبى (منطقة الضغط المرتفع الآزورى) . ومن ثم تنتقل الرياح الرطبة من المحيط نحو

اليابسة الأوربية ولكن مع ذلك لا تسقط أمطار غزيرة حيث أن القارة تكون مرتفعة الحرارة خلال هذا الفصل ، وهذه ظروف لا تساعد على حدوث التكاثف اللهم إلا عند مرور الرياح فوق مناطق جبلية مرتفعة وتتعرض للبرودة الشديدة والتكاثف وتسقط الأمطار . ومن ثم فإن معظم الأمطار الصيفية فوق أجزاء قارة أوربا ترجع إلى الأمطار التضاريسية والأمطار الإنقلابية والمصاحبة لحدوث عواصف الرعد والبرق .

ويمكن أن نلخص الخصائص العامة للتوزيع الجغرافى السنوى للأمطار الساقطة فوق القارة الأوربية فى الآتى :

١) إن أغزر المناطق الأوربية مطراً تتمثل فوق المرتفعات الغربية لإسكنديناوة والمرتفعات الغربية بإسكتلندا ومرتفعات البنين فى إنجلترا وبمرتفعات إيرلندا ، وبمرتفعات كنتبريان وشمال غرب شبه جزيرة إيبيريا والسفوح الغربية لمرتفعات الألب الدينارية وأجزاء واسعة من السفوح الغربية لمرتفعات الأبنين فى شبه جزيرة إيطاليا حيث تزيد كمية الأمطار السنوية الساقطة هنا عن ٦٠ بوصة وتغزر الأمطار خلال فصل الشتاء (شكل ٩٧) .



(شكل ٩٧) كمية المطر السنوى فوق قارة أوربا

٢) فى المناطق الهضبية الهضبية المجاورة لمناطق الجبال السابقة حيث تتراوح كمية الأمطار السنوية الساقطة فوقها من ٤٠ – ٦٠ بوصة ، ويضاف إلى هذه المناطق كذلك منطقة القوقاز والهضاب الوسطى فى أوربا .

٣) تقل كمية الأمطار السنوية الساقطة عن ٢٠ بوصة فى القسم الشمالى لقارة أوربا والقسم الشرقى منها .

٤) أما فى الأجزاء الباقية من قارة أوربا (أى الأراضى المنخفضة من وسط أوربا وغربها) فتتراوح كمية المطر السنوى هنا من ٢٠ – ٤٠ بوصة .

الأقاليم المناخية فى قارة أوربا

على الرغم من صغر مساحة القارة الأوربية إلا أنه تبعاً لتنوع تضاريسها وإختلاف مناسيب سطحها وتداخل البحار الحوضية فيها وتأثر سواحل القارة بالتيارات البحرية الدفيئة الباردة والكتل الهوائية المختلفة يتمثل فى هذه القارة عدة أنواع مختلفة من الأقاليم المناخية تتلخص فيما يلى :

١- المناخ القطبي · Arctic Climate

ويتمثل هذا المناخ فى القسم الشمالى من قارة أوربا وخاصة شمال السويد وفوق مرتفعات كجولن (Kjolen) على الحدود السويدية - النرويجية وبالقسم الشمالى من مرتفعات أورال (شكل٩٨) وتتلخص خصائص هذا المناخ فى أن حرارة فصل الصيف لا تزيد عن ٥٠°ف (١٠°م) فى حين تتراوح درجة حرارة فصل الشتاء من ٨°ف (-١٣,٣°م) إلى ١٢°ف، (-١١,١°م) وأما التساقط فى هذا الإقليم فيظهر على شكل ثلج وتتناسب كميته بما يعادل ١٠ بوصة من المطر سنوياً .ومن دراسة المنحنيات الحرارية لمدينة سبتزبرجن فى شمال النرويج يتضح أن درجة الحرارة لا تزيد عن الصفر المئوى إلا خلال الفترة الصيفية فقط والتى تمتد من بداية يونيو حتى نهاية أغسطس (شكل٩٩)ويتوزع التساقط على كل أشهر السنة ولكنها تزيد

نسبياً خلال فصل الشتاء ويبلغ التساقط السنوى نحو ١١,٨ بوصة.



(شكل ٩٨) الأقاليم المناخية فى قارة أوربا .

١ - المناخ القطبى

٢- مناخ شمال أوربا البارد .

٣- مناخ غرب أوربا

٤- مناخ وسط أوربا .

٥ مناخ شرق أوربا

٦- مناخ البحر المتوسط .

٢- المناخ البارد ٠ Cold Climate

ويقع إلى الجنوب من إقليم المناخ القطبى السابق ويشغل مساحة واسعة من شمال ووسط السويد ومعظم أراضى فنلندا ، والقسم الشمالى من روسيا الأوربية . وتنخفض درجة حرارة الشتاء فى هذا الإقليم عن ٢٠ْف (-٦,٧ْم) وتنخفض أكثر من ذلك كلما إتجهنا من الغرب إلى الشرق . ومن ثم يبلغ متوسط درجة حرارة الشتاء فى أوسلو Oslo نحو ٢٤ْف(-٤,٤ْم) وفى هلسنكى Helsinki نحو ٢٠ْف(-٦,٧ْف) بينما تبلغ فى لننجراد Leningrad نحو ١٥ْف(-٩,٤ْم).

بعض البيانات المناخية لمحطات مختارة تمثل الأقاليم المناخية في قارة أوربا

البيانات المناخية	يناير	فبراير	مارس	ابريل	مايو	يونيو	يوليو	أغسطس	سبتمبر	أكتوبر	نوفمبر	ديسمبر	المتوسط السنوي للحرارة/ وكمية المطر السنوي
(١) سبتزبرجن (قطبي):													
الحرارة (°ف)	٤	٣ ـ	٣ ـ	٨	٣٣	٣٥	٤٣	٤	٣٢	٣٢	١١	٦	١٨
المطر (بوصة)	٠ر٤	٠ر٣	٠ر١	ر٩	٠ر٥	٤ر	٠ر٦	٠		١ر٢	١ر٠	١ر٥	١١ر٨
(٢) توروندهيم (البارد):													
الحرارة (ف°)	٣٦	٢٦	٣١	٣٩	٤٦	٤٥	٥٧	٥٦	٤٩	٤١	٣٤	٢٨	٤١
المطر (بوصة)	٤ر٣	٣ر٠	٣ر٤	٣ر٥	٢ر٢	١ر٩	٢ر٨	٣ر٤	٤ر٤	٥ر٠	٣ر٩	٤ر٣	٤٠ر٢
(٣) لندن (شمال غرب أوربا)													
الحرارة (ف°)	٤٠	٤	٤٤	٤٨	٥٤	٦	٦٤	٦٣	٥٨	٥١	٤٤	٤١	٥١
المطر (بوصة)	٣ر١	١ر٥	١ر٥	١ر٨	١ر٧	٢ر٤	٢ر٢	١ر٨	١ر٧	٢ر٤	٢ر٢	٢ر٠	٢٣ر٩
(٤) برلين (وسط أوربا):													
الحرارة (ف°)	٣٠	٣٣	٣٨	٤٨	٥٧	٦٣	٦٦	٦٥	٥٨	٤٩	٣٩	٣٣	٤٨
المطر (بوصة)	١ر٧	١ر٤	٠ر٦	١ر٥	١ر٩	٢ر٣	٣ر٠	٢ر٣	١ر٧	١ر٧	١ر٧	١ر٩	٢٢ر٧
(٥) ڤيينا (شرق أوربا) ·													
الحرارة (ف°)	٢٩	٣٣	٤٠	٥٠	٥٩	٦٥	٦٨	٦٧	٦٠	٥٠	٣٩	٣٢	٤٩
المطر (بوصة)	١ر٥	١ر٣	٨ر	٢ر٠	٢ر٨	٢ر٧	٣ر١	٢ر٧	٢ر٠	١ر٩	١ر٨	١ر٨	٢٥ر٤
(٦) لشبونة (بحر متوسط)													
الحرارة (ف°)	٥١	٥٢	٥٤	٥٨	٦٠	٦٧	٧	٧١	٦٨	٦٢	٥٧	٥٢	٦٠
المطر (بوصة)	٣ر٦	٣ر٥	٣ر٤	٢ر٦	٢ر٠	٠ر٨	٠ر٢	٠ر٢	١ر٤	٣ر٣	٤ر٣	٤ر١	٢٩ر٤

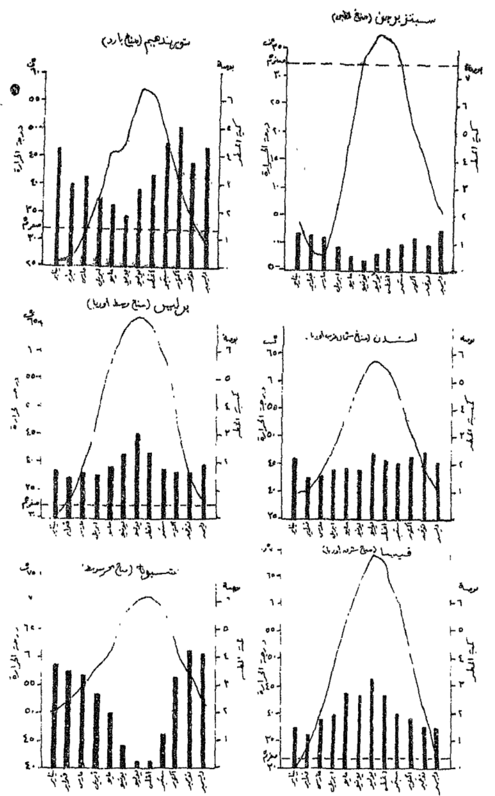
اما خلال فصل الصيف فترتفع درجة الحرارة نسبياً ويبلغ متوسطها نحو ٦٠°ف (١٥,٦°م) وعلى سبيل المثال تبلغ درجة حرارة الصيف فى لننجراد نحو ٦٤°ف (١٧,٨°ف) وفى توروندهيم نحوا ٤°ف. اما الأمطار الساقطة هنا فمعظمها أمطار صيفية ولكنها نادراً ما تزيد عن ٢٠ بوصة سنوياً . وعلى سبيل المثال تبلغ كمية الأمطار السنوية فى لننجراد نحو ١٨,٨بوصة وفى أرشانجل Archangel نحو ١٥,٣ بوصة. ولكن تزيد كمية المطر السنوى فى المناطق البحرية من هذا الإقليم حيث تبلغ كمية المتساقط السنوى فى توروندهيم نحو ٤٠,٢ بوصة. (شكل ٩٩وراجع جدول البيانات المناخية) .

٣- مناخ غرب أوربا :

ويطلق على المناخ كذلك إسم المناخ المعتدل البارد فى غرب القارات ويضم هذا المناخ فى قارة أوربا القسم الشمالى الغربى منها . ويتمثل فى سواحل اسكنديناوة وكل الجزر البريطانية واراضى الدانمرك وبلجيكا والنصف الغربى من فرنسا وشمال غرب إسبانيا ويظهر فى هذه المناطق جميعاً تأثير الرياح الغربية ومنخفضاتها تأثيراً واضحاً ومن ثم يتميز الطقس اليومى هنا بتغيره من حالة إلى أخرى . ونتيجة لقرب موقع هذه المناطق من المحيط الأطلسى فإن المدى الحرارى السنوى فيها ليس كبيراً كما أن سقوط الأمطار تتوزع على معظم أيام السنة .

وتعد مدينة لندن مثالاً جيداً لهذا المناخ حيث تبلغ درجة الحرارة فى يناير نحو ٣٩°ف (٣,٩°م) ثم ترتفع فى يوليو إلى ٦٣°ف (١٧,٢°م) وهكذا يتضح أن المدى الحرارى السنوى فى لندن يبلغ نحو ٢٧°ف(١٥°م) ويبلغ المتوسط السنوى لدرجة حرارة لندن نحو ٥١°ف . أما معدل كمية الأمطار السنوية فيها فتصل إلى نحو ٢٣,٩ بوصة .(شكل ٩٩) .

ويلاحظ أن للمنحنى الحرارى لمدينة لندن قمة حرارية كبرى تصل اعلى فى شهر يوليو (٦٣°ف) وتنخفض درجة الحرارة شتاء ، كما أن الأمطار موزعة على كل أشهر السنة بصورة منتظمة ، ويبلغ المعدل الشهرى لكمية الأمطار الساقطة فوق لندن نحو ٢ بوصة .



(شكل ٩٩) منحنيات الحرارة وأعمدة المطر لبعض محطات الرصد الجوى التى تمثل الأقاليم المناخية فى قارة أوربا .

اما فى باريس فتبلغ درجة حرارتها فى يناير ٣٧°ف(٢,٨°م) وفى يوليو ٦٥°ف، (١٨,٣°م) ومن ثم فإن المدى الحرارى الفصلى فيها ٢٨°ف (١٥,٥°م) ومتوسط كمية الأمطار السنوية فوقها نحو ٢٢,٦ بوصة (شكل ٩٩) .

وبالنسبة لمدينة برجن Bergen فتبلغ درجة حرارة يناير فيها نحو ٣٤°ف،(١,١° م) وفى يوليو ٥٨°ف(١٤,٤°م) ومن ثم فإن المدى الحرارى السنوى يبلغ نحو ٢٤°ف وتبلغ كمية المطر السنوى فوقها نحو ٨٤,٣ بوصة

ويلاحظ بانه من النادر أن نجد فى اى من هذه المناطق السابقة شهراً واحداً يخلو من سقوط الأمطار كما أن معظم الأمطار الساقطة تتركز فى فصل الشتاء حيث يشتد حدوث تكوين الإنخفاضات الجوية الشتوية المصاحبة للرياح العكسية الغربية .

٤- مناخ وسط أوربا

ويطلق عليه أيضاً المناخ المعتدل البارد الإنتقالى ويمتد نطاقه إلى الشرق من مناخ غرب أوربا ويشغل مساحات واسعة من جنوب السويد ووسط شرق فرنسا ومعظم أراضى المانيا وسويسرة وغرب بولندة ومعظم الدول الأوربية التى تقع فى الحوض الأوسط من الدانوب . ويلاحظ بأن تأثير البحر يبدو واضحاً فى بعض اجزاء هذا الإقليم إلا انه اقل وضوحاً منه فى حالة مناخ غرب أوربا . وقد تسقط الأمطار فى اى وقت من السنة إلا أن معظم الأمطار الساقطة هنا تتمثل فى فصل الصيف . وتبعاً لتمركز مناطق الضغط المنخفض على أواسط أوربا صيفاً تنجذب الرياح الرطبة إلى داخل القارة آتية من المحيط الأطلسى وتسقط هذه الرياح امطاراً غزيرة خاصة عندما تصطدم بالمرتفعات والهضاب العالية فى أواسط أوربا .

وإذا كانت درجة الحرارة الصيفية معتدلة فإن الحرارة خلال فصل الشتاء كثيراً ما تنخفض عن الصفر المئوى ، ومن ثم يزداد المدى الحرارى فوق أجزاء هذا الإقليم . وتبلغ درجة حرارة شهر يناير فى براين ٣٠°ف (-١,١°م) فى حين تبلغ درجة حرارة يوليو ٦٦°ف أى (١٨,٩°م) ومن ثم فإن المدى الحرارى السنوى فيها يصل إلى ٣٦°ف، ويبلغ المتوسط السنوى لدرجة

الحرارة فى برلين نحو ٤٨ْف أما الأمطار الساقطة فتبلغ كميتها السنوية نحو ٢٢,٧ بوصة ، وتقدر كمية الأمطار الصيفية وحدها فوق برلين بنحو ١٢,٧ بوصة . ويعد شهر يوليو (الذى تتمثل فيه القمة الحرارية الصيفية) أغزر شهور السنة مطراً حيث يسقط فيه نحو ٣ بوصات من المطر (شكل ٩٩) .

وفى مدينة بلغراد Belgrade تبلغ درجة يناير ٢٩ْف (-١,٧ْم) أما فى يوليو فتبلغ نحو ٧٢ْف(٢٢,٢ْم) ومن ثم فإن المدى الحرارى فيها يبلغ نحو ٤٣ْف، (٢٤ْم) وتبلغ الأمطار السنوية الساقطة فوقها ٢٤,٤ بوصة وتبلغ الأمطار الصيفية وحدها ١٤,٦ بوصة .

وعلى أى حال لا تعد كمية الأمطار الساقطة فوق هذا الإقليم كبيرة كما أن القيمة الفعلية للأمطار محدودة حيث تسقط الأمطار فى الأيام الصيفية المرتفعة الحرارة وتتأثر بفعل التبخر .

٥- مناخ شرق أوربا :

ويعرف هذا الإقليم المناخى كذلك بإسم المناخ المعتدل البارد القارى ويقع نطاقه إلى الشرق من الإقليم المناخى السابق ، ويظهر بشكل واضح فى رومانيا وبلغاريا وشرق بولندة ومعظم أراضى روسيا الأوربية . ويتميز مناخ شرق أوربا بقاريته النسبية لبعده عن تأثير المسطحات البحرية وترتفع فيه درجة الحرارة صيفاً إلى نحو ٧٠ْف . فى حين تنخفض درجة حرارة الشتاء إلى أقل من درجة التجمد ومن ثم فإن المدى الحرارى السنوى كبير فى نطاق هذا المناخ .

وعلى سبيل المثال تبلغ درجة حرارة الشتاء فى مدينة شكالوفChkalov نحو ٤ْف (-١٥,٦ْم) وفى الصيف نحو ٧٠ْف(٢١,١ْم) ومن ثم فإن المدى الحرارى الفصلى يبلغ نحو ٦٦ْف (٣٦,٦ْم) وهو أعلى مدى للحرارة الفصلية بالنسبة لبقية أجزاء القارة الأوربية . كما أن معظم الأمطار الساقطة فى أجزاء هذا الإقليم المناخى تعد أمطاراً صيفية وتسقط خاصة خلال شهر يونيو ويوليو كما أن معظم تلك الأمطار تصاعدية النشأة

وتصاحبها كثير من عواصف الرعد والبرق . وتقل كمية الأمطار فى إتجاه الجنوب الشرقى من القارة حيث تقل كمية الأمطار بشكل واضح شمال بحر قزوين والبحر الأسود وتبلغ كمية الأمطار السنوية هنا نحو ٦ بوصات وفى حالة وجود مرتفعات عالية تصطدم بها الرياح الغربية الصيفية قد ترتفع كمية الأمطار السنوية فى هذا الإقليم المناخى إلى نحو ٢٠ بوصة . وتمثل البيانات المناخية لمدينة فيينا الخصائص العامة لمناخ شرق أوربا ، ومن دراسة شكل ٩٩ يتضح أن هناك قمة حرارية كبرى فى فيينا تصل أعاليها فى شهر يوليو (٦٨°ف) فى حين تنخفض درجة حرارة شهر يناير إلى أقل من الصفر المئوى (نحو ٣٠°ف) . كما تغزر الأمطار خلال فصل الصيف ويعد شهر يوليو أغزر شهور السنة مطراً (٣,١ بوصة) .

٦- مناخ البحر المتوسط :

ويطلق عليه أيضاً إسم المناخ المعتدل الدفئ شبه الجاف فى غرب القارات ويشغل نطاق هذا الإقليم المناخى معظم الأراضى الأوربية المطلة على حوض البحر المتوسط . وتتلخص الخصائص العامة لهذا المناخ فى أمطاره الشتوية الساقطة بفعل الرياح الغربية وإنخفاضها ،وإعتدال الحرارة الشتوية حيث يبلغ متوسط حرارة الشتاء نحو ٤٣°ف (٦°م) ، أما فصل الصيف فهو جاف مرتفع الحرارة حيث تزيد درجة حرارة الصيف عن ٧٠°ف(٢١°م) ويتاثر الإقليم فى هذا الفصل بالرياح التجارية الشمالية الشرقية الحارة الجافة . ويتميز هذا المناخ كذلك بتغير أحوال الطقس من يوم إلى آخر خلال نصف السنة الشتوى فى حين يسود الجفاف وترتفع الحرارة خلال فصل الصيف.

ويمتد البحر المتوسط من الغرب إلى الشرق لمسافة تبلغ نحو ٢٠٠٠ ميل وحيث إن الرياح العكسية وإنخفاضها تنساب من الغرب إلى الشرق فإن كمية الأمطار تقل كذلك فى إتجاه عام من الغرب إلى الشرق . فبينما تبلغ كمية الأمطار السنوية الساقطة فوق جبل طارق نحو ٣٦ بوصة ، فإنها لا تزيد عن ١٥,٤ بوصة فوق أثينا . ولكن يجب أن نضع فى الإعتبار أثر إختلاف الظروف المناخية المحلية فى تشكيل الخصائص العامة لهذا المناخ .

ففى المناطق الجبلية المرتفعة المواجهة لإتجاه الرياح الغربية قد يسقط فوقها كمية من الأمطار الشتوية تفوق مجموع كمية الأمطار السنوية الساقطة فى المناخ الرطب بغرب أوربا كما هو الحال بالنسبة لبعض أجزاء من مرتفعات الألب الدينارية ومرتفعات الأبنين . كما أنه توجد بعض المناطق الأخرى الواقعة فى ظل المطر تقل فوقها كمية الأمطار السنوية الساقطة بشكل واضح كما هو الحال بالنسبة لهضبة المزيتا الإسبانية ، وسهل لمباردى والمناطق الداخلية من يوغسلافيا واليونان . ويلاحظ بأن مناخ هذه المناطق يتميز بقاريته النسبية حيث تنخفض درجة حرارة الشتاء فيها بالنسبة لغيرها من المناطق الأخرى . وعلى سبيل المثال فإن درجة حرارة شتاء مدينة برجوس Burgos فى أسبانيا تبلغ ٣٥,٥°ف(١,٩°م) وفى ميلان تبلغ ٣٢,٤°ف(٠,٣°م) .

وتمثل البيانات المناخية لمدينة لشبونة (عاصمة البرتغال والمطلة على المحيط الأطلسى) الخصائص المناخية العامة لمناخ البحر المتوسط (شكل٩٩ وراجع جدول البيانات المناخية) . ومن دراسة المنحنى الحرارى السنوى لهذه المدينة يتضح ظهور قمة حرارية كبرى خلال فصل الصيف ولكن تصل أعلى ذراها خلال نهاية أغسطس (٧١°ف) وذلك تحت تأثير المؤثرات البحرية المجاورة فى حين نجد أن المناطق الداخلية سببياً من مناخ البحر المتوسط الجافة صيفاً ، فإن لشبونة يسقط فوقها رخات صيفية قليلة من المطر وإن كانت لا تتعدى نصف بوصة من المطر فى كل شهر من اشهر الصيف اما فصل الشتاء فهو غزير المطر ، ويبلغ المعدل الشهرى لكمية الأمطار الساقطة خلال الفترة من شهر أكتوبر حتى نهاية مارس نحو ٣,٥ بوصة ، وتبلغ كمية المطر السنوى فى لشبونة نحو ٢٩,٤ بوصة [١] .

---

(1) Branigan, J.J., Europe, London (1965) p.27-38.

(ثانياً) مناخ قارة أستراليا وأقاليمها المناخية

تعد قارة أستراليا من الأقاليم المناخية الجافة فى العالم حيث يشغل القسم الكبير من القارة نطاقات من الضغط المرتفع شبه المدارى ، وأضداد الأعاصير . وعلى ذلك فإن نحو ٣٨٪ من مساحة القارة لا يسقط فوقها من المطر اكثر من ١٠ بوصات سنوياً وإن المناطق التى تزيد كمية المطر السنوى فيها عن ٤٠ بوصة لا تتعدى مساحتها اكثر من ٩٪ من مساحة قارة استراليا [1] . ويتاثر مناخ القارة بالعوامل الآتية :

أ- الموقع :

يلاحظ أن قارة أستراليا تقع فى نصف الكرة الجنوبى ومعنى ذلك أنه فى الوقت الذى يحل فيه فصل الصيف فى نصف الكرة الشمالى تخضع قارة أستراليا للظروف المناخية الشتوية والعكس صحيح كذلك ، كما يمر مدار الجدى فى منتصف القارة تقريباً ويقسم القارة إلى قسمين أحدهما شمالى والآخر جنوبى وفيما عدا جزيرة تسمانيا ، تقع أستراليا فيما بين دائرتى عرض ١١ جنوباً و٣٩ جنوباً ومن ثم يمكن أن نشبّه هذه القارة بالنصف الشمالى من قارة أفريقيا . ويهب فوق أستراليا أنواع مختلفة من الرياح تتمثل فى الرياح الموسمية الشمالية والرياح التجارية الجنوبية الشرقية والرياح العكسية الغربية .

ب- المظهر التضاريسى العام للسطح :

تبعاً لوقوع سلاسل المرتفعات الشرقية وجبال أستراليا الزرقاء بجوار الساحل الشرقى لأستراليا فتسقط الرياح التجارية الجنوبية الشرقية أمطاراً غزيرة فوق السفوح الشرقية لهذه المرتفعات وتصل هذه الرياح إلى السهول الوسطى من أستراليا شبه جافة . وكذلك الحال بالنسبة للرياح الموسمية الشمالية التى تسقط هى الأخرى أمطاراً غزيرة فوق السهول الساحلية الشمالية والسفوح الشمالية لسلاسل مرتفعات باركلى ومن ثم تصل إلى

Kendrew, W.G., (The climates of the continents). Fifth edi (1961) p.529-553. (1)

الداخل شبه جافة . وعلى ذلك تتميز المناطق الساحلية الجبلية بغزارة الأمطار الساقطة فوقها فى حين يسود الجفاف بالمناطق الداخلية المنخفضة المنسوب من أراضى القارة .

جـ- التيارات البحرية :

يساعد الهواء الملامس لسطح التيارات البحرية الدفيئة منها والباردة والتى تسير بجوار السواحل الأسترالية على تشكيل الخصائص المناخية لهذه السواحل . فيعمل تيار شرق أستراليا الدفئ الذى يسير بجوار ساحل كوينزلاند على إرتفاع درجة حرارة هواء هذا الساحل فى حين يعمل تيار غرب أستراليا البارد الذى يسير بجوار الساحل الغربى للقارة على إنخفاض درجة حرارة الهواء الملامس لسطح هذه المناطق الساحلية الغربية . فبينما يبلغ المتوسط السنوى لدرجة الحرارة فى برسبين على الساحل الشرقى نحو (٢٥,١ْم) نجدها فى جلادستون (على نفس دائرة عرض المدينة السابقة ولكنها تقع كلها على الساحل الغربى لأستراليا) نحو ٢٠,٢ْم إلا أن أهم ما يميز الظروف المناخية للقارة كذلك هى أحوال الضغط الجوى فوقها وعلاقتها بمراكز الضغط المختلفة فوق المناطق المجاورة لقارة أستراليا خلال فصول السنة . ومن ثم يحسن أن نشير إلى أهم عناصر المناخ التى تشكل الظروف المناخية لقارة أستراليا .

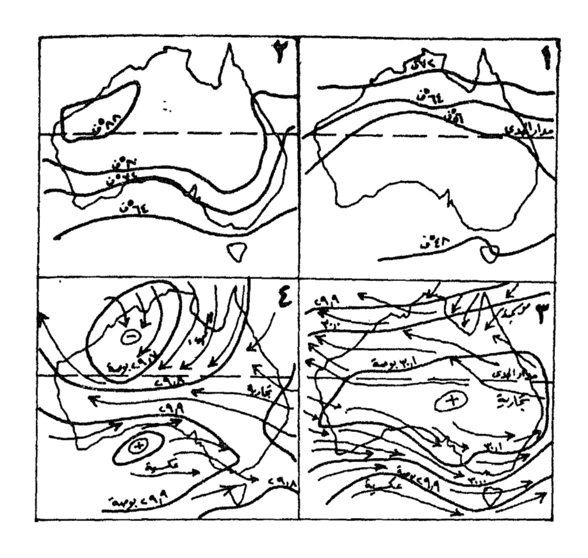
١- الحرارة :

حيث تتعامد الشمس على مدار الجدى خلال **فصل الصيف الجنوبى** (يناير) يتميز الهواء الملامس لسطح القارة خلال هذا الفصل بإرتفاع درجة حرارته وتكاد لا تنخفض درجة حرارة هواء أى مكان من القارة عن ٧٢ْف ، اللهم فيما عدا الأطراف الجنوبية الشرقية والجنوبية منها . فخلال هذا الفصل تتراوح درجة حرارة السهول الجنوبية الشرقية والجنوبية من القارة فيما بين ٧٠ - ٨٠ْف ، فى حين ترتفع درجة حرارة بقية أجزاء القارة عن ٨٠ْف . ويعد القسم الشمالى الغربى أدفأ أجزاء أراضى القارة الأسترالية إذ تزيد درجة حرارة الهواء الملامس لسطحه عن ٨٨ْف ، وتنخفض درجة

حرارة الهـواء الملامس لسطح جـزيرة تـسمـانيا خـلال الـفصل عن ٦٤ْف.
(شكل ١٠٠) .

ومن ثم يتضح أن القسم الغربى الداخلى يعد أعلى حرارة من القسم الشرقى للقارة خلال فصل الصيف الجنوبى وعلى سبيل المثال نلاحظ أن متوسط درجة حرارة شهر يناير فى أليس اسبرنج يبلغ نحو ٨٣ْف ، وفى داروين ٨٤ْف ، وفى بروم ٨٦ْف ، فى حين يبلغ فى سيدنى ٧٢ْف ، وفى أدليد ٧٤ْف

وخلال **فصل الشتاء الجنوبى** (يوليو) تتعامد الشمس على مدار السرطان فى نصف الكرة الشمالى ومن ثم تنخفض درجة حرارة الهواء الملامس لسطح القارة كثيراً عما كانت عليه خلال فصل الصيف الجنوبى (يناير) ويكاد الخط الحرارى المتساوى ٥٦ْف . ينصف القارة الأسترالية إلى قسمين مختلفين هما : القسم الشمالى وترتفع درجة حرارة الهواء الملامس لسطحه عن ٥٦ْف . والقسم الجنوبى وتنخفض درجة حرارة الهواء الملامس لسطحه عن ذلك وتعد الأطراف الشمالية لقارة أستراليا أدفأ أجزاء القارة خلال هذا الفصل إذ تزيد درجة حرارة الهواء الملامس لسطحها عن ٧٢ْف (شكل ١) وعلى ذلك نلاحظ أن متوسط درجة حرارة شهر يوليو (الشتاء الجنوبى) لمدينة داروين نحو ٧٧ْف وفى كوك تاون Cook Town (على الساحل الشمالى الغربى لأستراليا) نحو ٧٩ْف . فى حين تنخفض درجة الحرارة خلال هذا الفصل فى القسم الجنوبى من أستراليا حيث تبلغ فى برث نحو ٥٥ْف ، وفى أدليد ٥١ْف وفى ملبورن نحو ٤٨ْف ، وفى سيدنى نحو ٥٢ْف ، ومن ثم يتضح أن المدى الحرارى الفصلى للمناطق الداخلية الغربية القارية من أستراليا يعد كبيراً حيث يتراوح من ٢٠ْ إلى ٢٠ْف. (شكل ١٠٠) .



(شكل ١٠٠) الحرارة والضغط والرياح خلال فصلى الشتاء والصيف الجنوبيين فى قارة استراليا

١- خطوط الحرارة المتساوية خلال فصل الشتاء الجنوبى .

٢- خطوط الحرارة المتساوية خلال فصل الصيف الجنوبى .

٣- خطوط الضغط المتساوى والرياح خلال فصل الشتاء الجنوبى .

٤- خطوط الضغط المتساوى والرياح خلال فصل الصيف الجنوبى .

٢- الضغط والرياح :

أ- خلال فصل الصيف الجنوبى :

تبعاً لشدة حرارة الهواء الملامس لسطح المناطق الداخلية القارية من أستراليا خلال هذا الفصل تتكون منطقة كبرى من الضغط المنخفض (٢٩,٧ بوصة) تتركز فوق القسم الشمالى الغربى من القارة فى حين يتمثل فوق المسطحات المائية المجاورة مراكز من الضغط المرتفع . على ذلك تهب الرياح من فوق المسطحات المائية المجاورة صوب مراكز الضغط المنخفض التى تحتل القسم الغربى من القارة . فتهب الرياح الموسمية الشمالية على الساحل الشمالى للقارة وتسقط امطاراً غزيرة فوق السهول الساحلية الشمالية وتقل كمية الأمطار الساقطة كلما إتجهت الرياح جنوباً نحو مراكز الضغط المنخفض وخاصة بعد أن تعبر منطقة ظل المطر التى تتمثل على السفوح الجنوبية لسلاسل مرتفعات باركلى وهضبة كمبرلى كما تهب الرياح التجارية الجنوبية الشرقية وتسقط أمطاراً غزيرة فوق السهول الساحلية الجنوبية لأستراليا ,وتقل كمية الأمطار كلما إتجهنا غرباً صوب مراكز الضغط المنخفض وخاصة بعد أن نعبر منطقة ظل المطر التى تتمثل على السفوح الغربية لمرتفعات الألب الأسترالية

وتبعاً لتعامد الشمس على مدار الجدى خلال هذا الفصل فلا تهب الرياح العكسية الغربية إلا فوق نطاق ضيق من اليابسة الأسترالية تتمثل فى الأطراف الجنوبية الشرقية والجنوبية الغربية من القارة وفوق جزيرة تسمانيا أو بمعنى آخر تسقط هذه الرياح أمطارها فوق أراضى أستراليا الواقعة إلى الجنوب من دائرة عرض ٣٥ جنوباً

ب- خلال فصل الشتاء الجنوبى

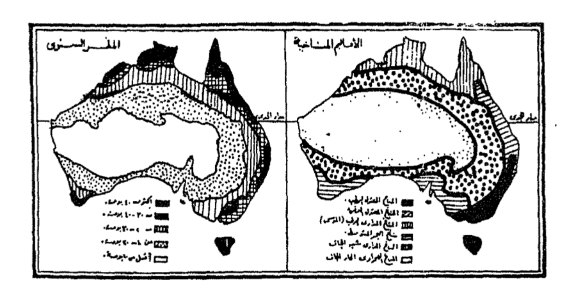
خلال هذا الفصل تتزحزح النطاقات المناخية الكبرى صوب الشمال تبعاً لحركة الشمس الظاهرية فى نصف الكرة الشمالى وتعامدها على مدار السرطان . وتنخفض درجة حرارة الهواء الملامس للمناطق الداخلية القارية كثيراً عما كانت عليه خلال فصل الصيف الجنوبى . ويتكون فوق غرب

أستراليا منطقة كبرى من الضغط المرتفع (٣٠.١ بوصة) لا تساعد كثيراً على جذب الرياح الرطبة التى تهب من المسطحات المائية صوب اليابسة . ففى خلال هذا الفصل تهب الرياح التجارية الجنوبية الشرقية على الساحل الجنوبى و الشرقى من القارة . إلا أن نطاق هبوبها يتزحزح شمالاً تبعاً لحركة الشمس الظاهرية كما أن الرياح لا تهب بسرعة صوب المناطق الداخلية تبعاً لتركز الضغط المرتفع فوق هذه المناطق الأخيرة ثم تخرج الرياح التجارية الجنوبية الشرقية من القارة وتتجه صوب الشمال الغربى إلى أن تنحرف على يمين إتجاهها فى نصف الكرة الشمالى بعد أن تعبر الدائرة الإستوائية . وتبعاً لحركة الشمس الظاهرية شمالاً خلال هذا الفصل يتسع نطاق هبوب الرياح العكسية الغربية إذ تهب فوق المناطق التى تقع إلى الجنوب من دائرة عرض ٣٠° جنوباً . ومن ثم تسقط أمطارها فوق الأراضى الجنوبية الغربية والجنوبية الشرقية من أستراليا وفوق معظم جزيرة تسمانيا .

يتضح من هذا العرض أن الساحل الشمالى لأستراليا ممطر طول العام ، إلا أنه اغزر مطراً خلال الصيف الجنوبى فبينما تتراوح كمية الأمطار الساقطة فوقه خلال الفترة من أول نوفمبر إلى ٣٠ ابريل من ٣٠ – ٥٠ بوصة ، تقل كمية الأمطار الساقطة فوقه خلال الفترة اول مايو إلى ٣١ اكتوبر عن خمس بوصات . أما الساحل الشرقى لأستراليا فهو غزير الأمطار طول العام وتتراوح كمية الأمطار طول العام وتتراوح كمية الأمطار الساقطة فوقه خلال فصل الصيف الجنوبى من ٣٠ إلى أكثر من ٤٠ بوصة فى حين تتراوح كمية الأمطار الساقطة فوقه خلال فصل الشتاء الجنوبى من ٢٠ إلى ٤٠ بوصة .

وتعد الأراضى الجنوبية من أستراليا والواقعة إلى الجنوب من دائرة عرض ٣٥° جنوباً ممطرة طول العام بفعل الرياح العكسية الغربية والإنخفاضات الجوية فى حين أن تلك التى تقع فيما بين دائرتى عرض ٣٠° – ٣٥° جنوباً تسقط الأمطار فوقها خلال فصل الشتاء فقط ، أما السهول الوسطى بأستراليا فهى شبه جافة لوقوعها فى مناطق ظل المطر . واشد

اجزاء أستراليا جفافاً هى المناطق الغربية حيث تصل إليها الرياح الموسمية والتجارية جافة كما أنها تخرج عن نطاق هبوب الرياح العكسية .



(شكل ١٠١) المطر السنوى والأقاليم المناخية فى قارة استراليا

ومن دراسة خريطة التوزيع الجغرافى لكمية الأمطار السنوية الساقطة فوق قارة أستراليا يتضح أن أغزر المناطق مطراً تتمثل فوق السهول الشرقية والشمالية والأطراف الجنوبية الغربية من أستراليا ، وفوق جزيرة تسمانيا ، إذ تتراوح كمية الأمطار السنوية فوق هذه المناطق من ٤٠ إلى أكثر من ١٢ بوصة (شكل ١٠١) وتعد مناطق السهول الوسطى الأسترالية شبه جافة إذ تتراوح كمية الأمطار السنوية الساقطة فوقها من ١٠ – ٢٠ بوصة . أما الصحراء الغربية الأسترالية فتقل كمية الأمطار السنوية الساقطة فوقها عن خمس بوصات .

الأقاليم المناخية فى قارة أستراليا

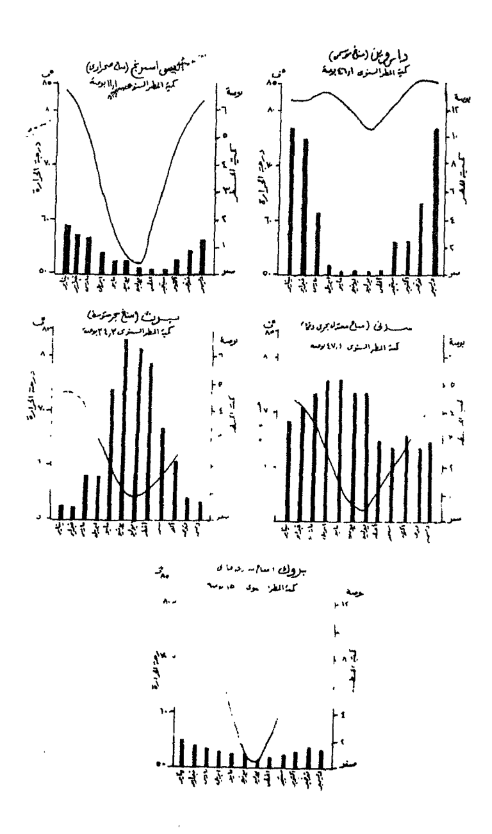
تبعاً لتنوع الظروف المناخية من مكان إلى أخر فوق قارة أستراليا يمكن أن نميز عدة عدة أنواع من الأقاليم المناخية (شكل ١٠١) تتمثل فيما يلى :

١- إقليم المناخ الموسمى المدارى (السودانى) :

وهو يشغل القسم الشمالى من قارة أستراليا ولا تقل درجة حرارة ابرد شهور السنة فيه عن ٧٥ْف ، وتسجل أعلى درجات الحرارة الشهرية خلال شهرى نوفمبر وديسمبر (الصيف الجنوبى) حيث يبلغ متوسطهما الشهرى نحو ٨٦ْف ، فى حين يبلغ متوسط درجة حرارة شهر يوليو (الشتاء الجنوبى) نحو ٧٧ْف ، ومن ثم لا يتعدى المدى الحرارى الفصلى عن ٩ْف وتسقط الأمطار فوق هذا الإقليم بغزارة خلال فصل الصيف الجنوبى . وتوضح البيانات المناخية الخاصة بمحطة مدينة داروين (متوسط إرتفاعها ٩٧ قدماً) الخصائص العامة لمناخ لهذا الإقليم)

	يناير	فبراير	مارس	ابريل	مايو	يونيو	يوليو	اغسطس	سبتمبر	اكتوبر	نوفمبر	ديسمبر
الحرارة (فْ)	٨٤	٨٣	٨٤	٨٤	٨٤	٧٩	٧٧	٧٩	٨٣	٨٥	٨٦	٨٥
كمية المطر (بوصة)	١٠ ٣	١	٤ ٥	٧	٢	١	١	٥	٢ ١	٢ ١	٥.٣	١ ٣

ومن دراسة المنحنى الحرارى السنوى لمدينة داروين (شكل ٢ ١) يتضح وجود قمة حرارية صيفية وإنخفاض حرارى شتوى (خلال شهر يوليو) ، وتبلغ كمية المطر السنوى هنا نحو ٤٦،١ بوصة إلا أن ٩٠ ٪ منها تسقط خلال الفترة من أبريل حتى نهاية مارس ، فى حين تعد اشهر ديسمبر ويناير وفبراير (الصيف الجنوبى) اغزر شهور السنة مطراً حيث يبلغ نصيبهم السنوى نحو ٣٠.٦ بوصة من المطر .



(شكل ١٠٢) منحنيات الحرارة وأعمدة المطر السنوية لبعض محطات الرصد الجوى فى استراليا .

٢- إقليم المناخ الصحراوى الحار الجاف :

يغطى هذا الإقليم المناخى معظم النصف الغربى من القارة ويسود فى مساحة تزيد عن ١ مليون ميل٢ . وتبعاً لإتساع مساحة هذا الإقليم وبعده عن المؤثرات البحرية وندرة الأمطار الساقطة فوق أجزائه يتميز بمناخه القارى ، فمتوسط درجة حرارة فصل الصيف الجنوبى (يناير) تبلغ نحو ٨٤°ف ، فى حين يبلغ متوسط درجة حرارة فصل الشتاء الجنوبى (يوليو) نحو ٥٢°ف ، ومن ثم فإن المدى الحرارى الفصلى يبلغ نحو ٣٢°ف ، ونادراً ما تسقط الأمطار فوق أجزاء هذا الإقليم وخاصة تلك التى تقع فى الأطراف الغربية من القارة . وتوضح البيانات المناخية الخاصة بمدينة أليس اسبرنج فى غرب أستراليا الخصائص العامة لمناخ هذا الإقليم .

	يناير	فبراير	مارس	ابريل	مايو	يونيو	يوليو	اغسطس	سبتمبر	اكتوبر	نوفمبر	ديسمبر
الحرارة (ف°)	٨٤	٨٢	٧٦	٦٧	٥٩	٥٤	٥٢	٥٨	٦٦	٧٣	٧٩	٨٢
كمية المطر (بوصة)	١,٨	١,٧	١,٣	٠,٩	٠,٦	٠,٦	٠,٤	٠,٤	٠,٤	٠,٧	٠,٩	١,٣

وتعد منطقة أليس اسبرنج اكثر حظاً من بقية الإقليم الصحراوى الجاف حيث يسقط هنا نحو ١١ بوصة من المطر توزع على اشهر السنة ويزداد المطر خلال اشهر الشتاء الجنوبى ، حيث تتأثر هذه المنطقة ببعض الإنخفاضات الجوية الشتوية التى تؤثر فى مناخ إقليم البحر المتوسط ، والذى يقع نطاقه إلى الجنوب مباشرة من الإقليم الصحراوى فى أستراليا .

٣- إقليم المناخ المعتدل البحرى الدفئ :

ويتركز هذا الإقليم المناخى بالقسم الجنوبى الشرقى من قارة استراليا ويطلق علية إسم مناخ شرق أستراليا ويتميز بإعتدال درجة حرارته خلال

فصل الصيف الجنوبى (يناير) حيث يبلغ متوسطها نحو ٧٢ْف ، وببرودته خلال فصل الشتاء الجنوبى (يوليو) حيث يبلغ متوسط درجة حرارة هذا الفصل نحو ٥٢ْف . وتتعرض أجزاء هذا الإقليم إلى رياح محلية شديدة باردة تهب نحو مؤخرة الإنخفاضات الجوية من الجنوب الغربى وتنحدر فوق السفوح الجنوبية الشرقية لمرتفعات الألب الأسترالية . ويتميز الإقليم بغزارة أمطاره طوال أشهر السنة وذلك تحت تأثير الرياح التجارية الجنوبية الشرقية وتتراوح كمية الأمطار السنوية الساقطة هنا من ٤٠ إلى أكثر من ٨٠ بوصة . وتوضح البيانات المناخية الخاصة بمدينة سيدنى Sydney فى جنوب شرق أستراليا الخصائص المناخية العامة لهذا الإقليم

	يناير	فبراير	مارس	ابريل	مايو	يونيو	يوليو	اغسطس	سبتمبر	اكتوبر	نوفمبر	ديسمبر
الحرارة (ْف)	٧٢	٧١	٦٩	٦٤	٥٩	٥٤	٥٢	٥٥	٥٩	٦٣	٦٧	٧٠
كمية المطر (بوصة)	٣,٧	٤,٢	٤,٨	٥,٢	٥,١	٤,٨	٤,٨	٣,	٢,٩	٣,٢	٢,٨	٢,٩

ومن دراسة المنحنى الحرارى السنوى لمدينة سيدنى يتضح ظهور قمة حرارية خلال فصل الصيف الجنوبى (٧٢ْف) فى حين تنخفض الحرارة شتاء وتصل أدنى درجة لها خلال شهر يوليو (٥٢ْف) وتتوزع الأمطار خلال أشهر السنة وتبلغ كميتها السنوية نحو ٤٧,٤ بوصة ، إلا أن أشهر الشتاء الجنوبى تعد أغزر مطراً عن بقية أشهر السنة . (شكل ١٠٢).

٤- إقليم مناخ البحر المتوسط :

ويشغل الأطراف الجنوبية الغربية من القارة ويضم الأطراف الجنوبية الغربية من ولاية فيكتوريا . ويتميز هذا الإقليم المناخى بجفافه وبإرتفاع درجة حرارته خلال فصل الصيف الجنوبى (يناير) حيث يصل متوسطها إلى نحو ٧٣ْف ، وإعتدال درجة حرارته خلال فصل الشتاء الجنوبى (يوليو)

حيث يصل متوسطها إلى نحو ٥٥ْف ،وتسقط الأمطار فوق أجزاء هذا الإقليم الذى يمتد فيما بين دائرتى عرض ٢٠ – ٣٥ْ جنوباً خلال فصل الشتاء الجنوبى بفعل أمطار الرياح العكسية والإنخفاضات التى تصحب هذه الرياح . وتسجل أعلى كمية الأمطار الساقطة خلال أشهر يونيو ويوليو وأغسطس حيث يبلغ مجموع كمية الأمطار الساقطة خلال هذه الأشهر نحو ٥٠ ٪ من جملة كمية الأمطار السنوية الساقطة والتى تتراوح عامة من ٢٠ – ٣٥ بوصة ، وتوضح البيانات المناخية الخاصة بمدينة برث Perth الواقعة فى جنوب غرب أستراليا (إرتفاعها ١٩٧ قدم) الخصائص المناخية العامة هذا الإقليم المناخى .

	يناير	فبراير	مارس	أبريل	مايو	يونيو	يوليو	أغسطس	سبتمبر	أكتوبر	نوفمبر	ديسمبر
الحرارة (فْ)	٧٣	٧٤	٧١	٦٦	٦٠	٥٦	٥٥	٥٦	٥٨	٦١	٦٥	٧١
كمية المطر (بوصة)	٠,٣	٠,٣	١,٧	١,٧	٤,٩	٦,٦	٦,٤	٥,٦	٣,٣	٢,١	٠,٨	٠,٦

ومن دراسة المنحنى الحرارى السنوى لمدينة برث يمكن أن نميز قمة حرارية كبرى خلال فصل الصيف الجنوبى تبلغ ذروتها خلال شهر فبراير (٧٤ْف× ، فى حين تنخفض درجة الحرارة فى الشتاء الجنوبى وتصل أدنى درجة لها خلال شهر يوليو (٥٥ْف) ومن ثم فإن المدى الحرارى السنوى هنا يصل إلى نحو ١٩ْف . وخلال الفصل الشتوى المنخفض تزداد كمية الأمطار الساقطة ويعد شهر يوليو أغزر شهور السنة مطراً . وتصل كمية المطر السنوى هنا نحو ٣٤,٣ بوصة . (شكل ١٠٢) .

٥– إقليم مناخ المدارى القارى :

ويشغل نفس العروض التى يسود فيها مناخ البحر المتوسط إلا أن هذا الإقليم يحتل المناطق الداخلية من اليابس ومن ثم فهى شبه جافة . ويسود هذا المناخ في القسم الأوسط من القارة الأسترالية وفى حوض مرى ودارلنج

وقد يطلق عليه إسم مناخ ريفرنا Reverina تبعاً لظهور المميزات العامة لهذا المناخ بصورة واضحة فى القسم الأعلى من حوض نهر مرى والذى يعرف باسم ريفرينا . ويتميز هذا الإقليم المناخى بكونه قارياً حيث يبلغ متوسط درجة حرارة فصل الصيف الجنوبى (يناير) نحو ٨٤ْف ، فى حين يبلغ متوسط درجة حرارة فصل الشتاء الجنوبى (يوليو) نحو ٥١ْف ، ومن ثم فإن المدى الحرارى الفصلى يصل إلى نحو ٣٣ْف ، أما الأمطار فهى قليلة ، إلا أن سقوطها منتظم طول العام ، وبمعدل بوصة واحدة شهرياً . وتوضح البيانات المناخية لمدينة بروك Brouke على نهر دارلنج (متوسط إرتفاعها ٤٦٠ قدم) الخصائص المناخية العامة لهذا الإقليم المناخى .

	يناير	فبراير	مارس	ابريل	مايو	يونيو	يوليو	اغسطس	سبتمبر	اكتوبر	نوفمبر	ديسمبر
الحرارة (فْ)	٨٤	٨٣	٧٧	٦٨	٥٨	٥٤	٥١	٥١	٦٣	٧٠	٧٦	٨١
كمية المطر (بوصة)	٢	١ ٩	١.٦	١,٤	١.١	١	٦	.٩	١	١ ١	١,٣	١,١

ومن دراسة المتحنى الحرارى السنوى لمدينة بروك يتضح إنخفاض درجة الحرارة إنخفاضاً كبيراً خلال فصل الشتاء الجنوبى فى حين تظهر قمة حرارية كبرى خلال فصل الصيف الجنوبى أعلى درجة حرارة لها خلال شهر يناير (٨٤ْف) . وعلى الرغم من أن الأمطار موزعة على كل أشهر السنة إلا أن كمية المطر الشهرى لا تتعدى ٢ بوصة وتبلغ كمية المطر السنوى نحو ١٥ بوصة . (شكل ١٠٢) .

المراجـع التى ورد ذكرها فى الكتاب

« أولاً » المراجع العربية

١- د. إبراهيم رزقانة وآخرون « الجغرافية الطبيعية » القاهرة (١٩٦٤) .

٢- د. أحمد رياض تركى وآخرون « المعجم العلمى المصور »
القاهرة (١٩٦٣) .

٣- د. حسن أبو العيينين « كوكب الأرض »
الطبعة الأولى (١٩٦٩) ، الطبعة العاشرة - الأسكندرية (١٩٨٨) .

٤- د. حسن أبو العينين « أصول الجيومورفولوجيا »
الطبعة الأولى (١٩٦٥) ، الطبعة الحادية عشرة - الأسكندرية (١٩٩٦).

٥- د. حسن أبو العينين « دراسات فى جغرافية البحار والمحيطات »
الطبعة الأولى (١٩٦٧) الطبعة التاسعة - الأسكندرية (١٩٩٦) .

٦- د. حسن أبو العينين « جغرافية العالم الإقليمية»
الطبعة الأولى (١٩٦٨) ، الطبعة العاشرة - الأسكندرية (١٩٩٠)

٧- د. حسن أبوالعينين « لبنان ، دراسة فى الجغرافية الطبيعية »
بيروت - دار النهضة العربية (١٩٨٠) .

٨- د. حسن أبو العيتين « أصول الجغرافيا المناخية »
الطبعة السادسة - الأسكنرية (١٩٨٨) .

٩- د. حسن أبو العينين « دولة الإمارات العربية المتحدة ، دراسات وبحوث جغرافية » عمان - الأردن (١٩٩٦) .

١٠- د. حسن أبو العينين « الأساليب العلمية الحديثة .... » ندوة الإتجاهات الحديثة وعم الجغرافية - جامعة الأسكندرية - نوفمبر ١٩٩٥ .

١١- د. حسن أبو العينين « من الإعجاز العلمى فى القرآن الكريم - مع آيات الله فى السماء » مطبعة العبيكان - الرياض (١٩٩٦) .

١٢- د. حسن أبو العينين « من الإعجاز العلمى فى القرآن الكريم - مع آيات الله فى الأرض » مطبعة العبيكان - الرياض (١٩٩٦) .

١٣- د. خالد العنقرى « تطبيق نظم المعلومات فى الجغرافية ، مجلة الجغرافية الكويتية » ١٣٤ (١٩٩٠) ١ - ٥٧ .

١٤- د. عبد القادر عبد العزيز على « المرحلة بين تجميع البيانات

الجغرافية وإدخالها فى الحاسب الآلى » .
المجلة الجغرافية العربية - العدد ١٣ (١٩٨١) ص ١٢١ - ١٣٥ .
١٥- د. عبد القادر عبد العزيز على « الأقمار الصناعية الميتورولوجية »
مجلة كلية الآداب - العدد الثانى (١٩٨٢) جامعة طنطا .
١٦- د. عبد القادرعبد العزيز على « استخدام الحاسب الآلى فى عمل خرائط الساى SYMAP »
مجلة كلية الآداب والعلوم النسانية - جامعة الملك عبد العزيز - جدة (١٩٨٣) .
١٧- د. عبد العزيز طريح شرف « الجغرافيا المناخية والنباتية »
الجزء الأول - الطبعة الثالثة - الإسكندرية (١٩٦١) .
١٨- د. على على البنا « أسس الجغرافيا المناخية والنباتية »
بيروت (١٩٦٨) .
١٩- د. على على البنا « الإستشعار من بعد .... »
الكويت) ١٩٨٣) ص ١٣٢ .
٢٠- د. فهمى هلالى أبو العطا « الطقس والمناخ الإسكندرية (١٩٧٠) .
٢١- د. محمد إسماعيل الشيخ « الأقمار الصناعية والمناخ »
مقال مترجم مجلة الجمعية الجغرافية الكويتية - نشرة رقم ٥٦ أغسطس (١٩٨٣) ص ١ - ٥٥ .
٢٢- د. محمد اسماعيل الشيخ « رصد الظواهر الأرضية والميتورولوجية بالأقمار الصناعية »
مقال مترجم - مجلة الجمعية الكويتية - نشرة رقم ٥٠ - فبراير (١٩٨٣) ص ١ - ٥٥ .
٢٣- د. محمد جمال الدين الفندى « الطبيعة الجوية » - القاهرة (١٩٦٢).
٢٤- د. محمد عبد الرحمن الجنايني « الهيدرولوجيا » - بيروت (١٩٨١).
٢٥- د. محمد عبد الله الصالح « مرئية الإستشعار من بعد » الرياض (١٩٩٢) ١ - ١١٣

– محمود حامد محمد « الظواهر الجوية فى القطر المصرى »
القاهرة (١٩٢٧) .
٢٦– محمود حامد محمد « الميتورولوجية » القاهرة (١٩٤٦) .
٢٧– د. محمود عبد الوهاب و د. الوهيدى فراج الوهيدى
مبادئ البصريات الطبيعية والصوتيات والحرارة »
كلية العلوم – جامعة الإسكندرية (١٩٧٩) .
٢٨- د. مهدى الصحاف « الموارد المائية فى العراق»
الجمهورية العراقية - وزارة الإعلام بغداد (١٩٧٦) .

، ثانيا ، المراجع الأجنبية
(التى ورد ذكرها فى الكتاب)

1- **Bagnouls, F. et H. Gaussen** , " Les climats biologique et leur classification ", Ann . Geograph . vol. 66 (1957) p. 193 - 220 .

1b- **Barrett . E.C.,** " Climatology From Satellites " , Methuen , London (1974) .

2- **Barry . R.G., and Chorley , R.J.,** " Atmosphere and Climate " , Methuen , London , (1969) .

3- **Blair , T.A.,** " Weather elements " . Fourth edition , Englewood Cliffs , Prentice - Hall , N.J (1960)

4- **Baranigan , J.J.,** " Europe" , Macdonald and Evans , London (1965)

5- **Budyko . M.J.,** " The heat balance of the earth's surface " Trans by Nina A Stepanova U.S.. Weather Bureau , Chicago (1958).

6- **Byers, H.R.** " General meteorology " . Mc Graw-Hill, N.Y 3rd edi . (1959)

7- **Carter,** D B.. Mather, J.R., " Climatic Classification for environmental biology " Publ Clim . Lab of Clim vol 19 (1966) p. 305 395

8- **Cassedy** . J.H. " Meteorology and Medicine " Jour Hist Med Sci vol 24 (1969)

9- **Chang, Jen Hu,** " Climate and Agricultural " Chicago , (1968) .

10- **Conrad,** V ., " Fundamentals of physical climatology " Harvard Univ. Miclton, Mass. (1942) .

11- **Court, Arnold,** " Duration of very hot temperatues " Bull. Am . Met Soc., vol 33 part 4 (1952) 140 - 149 .

12- **Crowe , P.R.** " Wind and Weather in the Equatorial Zone " . Inst. Brit. Geog. Trans. and papers , vol. 17 (1951) p. 21 - 76 .

13- **De Martonne,** E. " Traite de geographie physique " , Neuvieme edition , Paris (1957) .

14- **Douglas , A.C,** " Cloud reading for pilots " , London (1947) .

15- **Edward, A. Ackerman ,** " The Koppen classification of climate in North America " . Geog . Rev . vol 31 (1941) p. 105 - 111 .

16- **Encyclopedia Americana** - Colien Inco. (1992) .

17- **Encyclopedia** , Mc Graw Hill (1993) .

18- **Fletcher** , N.H., " Freezing Nuclei , Meteors and Rainfall " Science, vol. 134 (1961) p. 361 - 367 .

19- **Flohn,** H, " Studien Zur allgemeine Zirkulation der Atmosphere" , Ber. deut Wellerdienstes in der U.S. Zone No. 18 (1950) p. 28 - 32 .

20- **Flohn,** H ., " Neue Anschauungen uber die allgemene Zirkulation der Atmosphare und ihre Klimatische Bedeutung ", Erdkunde, vol 4 , (1950) p. 155 - 159 .

21- **Flohn** , H., " Grundzuge der atmospharischen Zirkulation " Deutscher Geographentage , Frankfurt , Vol 28 (1952) p. 105 - 118.

22- **Flohn,** H., " Zur Frage der Einteilung der Klimazonen ; Erdkunde , vol ., (1957) , 161 - 175 .

23- **Flora** , S.D., " Tornadoes of the United States " Norman Okla. Univ ., (1953) p. 37 - 50 .

24- **Garbell** , M.A., " Tropical and equatorial meteorology " , Pitman , New York , (1947) .

25- **Geiger** , R , " The Climate near the ground " Harvard Univ. Press , Mass. (1957) .

26- **Gordon** , A.H., " Elements of dynamic meteorlogy " Princeton , N.J. (1962) .

27- **Gresswell , K.R.,** " Physical geography " Longman 4 th edi . (1972)

28- **Hare , F.K,** " The restless atmosphere " , London (1953) .

29- **Hare, Kenneth ,** " The Stratosphere " , Geog Rev ., vol. 52 part 4 (1962) p. 525 - 547

30- **Haurwitz , B.,** " Dynamic Meteorology " , Mc Graw-Hill, N.Y (1941)

31- **Hodgson, T.A.** Sir . " Short-term effects of air pollution on Mortality " Environ-Sci Tech vol 4 (1970)

32- **Holdridge. L.R,** " Simple method for determining potential evapotranspiration from temperature data Science. vol 130 1959)

33- **Houghton** H G On the annual heat balance of the northern hemisphere Jour Meteorology 11 part 1 (1954) 1 9

34- **Howard Critchfield** Gemeral climatology Prentice Hall N J 2ed edi (1966)

35 **Jones. S.B.** Classification of North American Climates " Econ Geog vol 8 (1932) p 205 208

36- **Kendrew** W G Climate Oxford Univ Press (1938) 3rd edi (1949)

37- **Kendrew** . W G The climate of the continents " Oxford Fifth edi (1961)

38- **Koeppe** C.E Weather and climate " N Y Mc-Graw-Hill (1958)

39- **Koppen, W.,** " Grundriss der Klimakunde " Berlin . (1931) .

40- **Koppen, W.,** " Hand buch der klimatologie " Berlin (1930 - 1933)

41- **Koppen, W.,** " Das geographische system der Klimate " , vol .

1 Part C., Berlin (1936) .

42- **Landsberg, H.E.,** " Microclimatic Research in relation to building construction " , in weather and building industry , BRAB, Conf. Report 1 Washington (1950) .

43- **Landsberg, H.E., and Jacobs W.C.,** " Applied climatology, .. in T.F. Malone " , " Compendium of meteorology ", Amer. Meteor. Soc. Boston (1951) .

44- **Landsberg** , H.E., " Physical climatology " , 2nd edi , Du Bois (1960).

45- **Lang . K.R.,** " Wanderers in Space " Camb. Univ. Press (1991).

46- **Lee , L.D.,** " Physical Geog. " Prenticeltall , (1989) .

50- **Mater, J.R.,** " Climatology , fundamentals and applications ". Mc-Grw-Hill, N.Y. (1974)

51- **Maury, M.F.,** " The physical geography of the sea " , London (1855) .

52- **Miller , A.A.,** " The skin of the earth " Methuen, London (1953) .

53- **Miller , A.A.,** " Climatology " , Methuen , London (1957) .

54- **Mitchell , J.M.Jr.,** " The thermal climate of cities ... " in " Air over cities " . A Troft Sanitarr Eng. Center. Tech. Report A. 62 - 5 (1962) .

55- **Nicholas, F.W.,** " The changing from of the urban heat Island of Metropolitan Washington " , Tech papers, Amer Cong. on Surveying and Mapping, March 7 - 12 Washington (1971) .

56- **Olgyay, V.,** " Design with climate, Bioclimatic approach to Architectural Regionalism " , N.J. (1963) .

57- **Paterson, J.I.,** " The climate of cities ... " Public Health Survey, Not Air. pollution Control, Andin. Publ. AP . 59 (1969) p.

1 - 48 .

58- **Pettersen, S.,** " Introduction to meteorology " , Mc-Graw-Hill, N.Y. (1969) .

59- **Riel. Herbert.,** " Introduction to the atmospere " , Mc-Graw-Hill, N.Y. (1972) .

60- **Robert D.** " Dynamic Astronomy " N.J. (1989) .

61- **Robert, J.** " Artificail Satellites and the earth's atmosphere " , Scient. Am. vol. 201 part 2 (1959) p. 37 - 73 .

62- **Russell, J.A.,** " The problem, method and conclusions in industrial operations under extremes of weather " Meteorol . Monographs, vol. 2 no. 9 (1957)

63- **Simpson, R.H.,** " On the movement of tropical cyclones " . Trans. Amer. Geophy. Union. vol. 27 (1946)

64- **Stamp, D.L.,** " A glossary of geographical terms " , Longmans, London (1961)

65- **Strahler. A.N.,** " Introduction to physical geography " , Wiley, 3rd edi (1969)

66- **Sutton G. Sir,** " Scales of temperature; Weather, vol. 18 part 5 (1963) , 130 - 134

67- **Taylor, G.F.** " Aeronautical meteorology " , Pitman. N.Y. (1938)

68- **Terjung, W.H.,** " Physiologic Climates ... A bioclimatic classification " Ann.

69- **Theodore P.S.,** " The Dynamic Universe " , West Pub. Company (1991) .

70- **Trewartha, G.T.,** " An Introduction to climate " , Mc Graw-Hill, N.Y. (1954) .

71- **Thornthwaite, C.W .and Holzman, B.,** " The determination of evaporation from land and water surfaces " , Monthly Weather

Review, vol. 67 (1939) p. 4 - 11 .

72- **Thornthwaite, C.W.,** " The climate of the earth " , Geog. Rev., vol 23 (1933) p. 433 - 440 .

73- **Thornthwaite, C.W.,** " An Introduction to climate ", Mc-Grw-Hill, N.Y. lst edi. (1937) and 3 rd edi ; (1954) .

74- **Thornthwaite, C.W.,** " The climate of North Americaccording to a new classification " Geog. Rev., vol 21 (1931) p. 633 - 655.

75- **Thornthwaite, C.W.,** " An approach toward a rational classification of climate " , Geog. Rev. vol. 38 (1948) p. 55 - 94 .

76- **Waggoner, P.E..,** " Agricultural meteorology " Meteorol. Monograph. vol 6 no. 28 (1965) .

77- **Walter, H. and Lieth, H,** " Klimadiagramm-Wltatlas " , Gustav Fischer verlag, Stuttgart (1964) .

78- **Wang, Jen, Yu,** " Agricultural meteorology ", Pacemaker Press, Milwaukee (1963) .

79- **Ward, R.,** " Climate " . 2ed. N.Y. (1918) .

80- **Willett, H.C.,** " Descriptive meteorology " N.Y. (1944) .

81- **Willett, W.C.,** " Fog and Haze " Monthly Rev. vol . 56 (1928) p. 435 - 467 .

82- **Woodrow, J.,** " Wartime developmets in applied climatology " , london (1947) .

فهرس محتويات الكتاب

رقم الصفحة

رقم الايداع : ١٠٧١٩ / ٩٦

الترقيم الدولي : 6 - 28 - 5009 - 977 I.S.B.N



تم بحمد الله عمل فصل ألوان
الغلاف وجميع الأعمال الفنية
الملونة الداخلية ذات المستوى
الرفيع بمطبعة الانتصار

غلاف
مطبعة الانتصار
ELENTSAR PRESS
١٠ ش الوردى كوم الدكة - ت : ٤٩١٦٥٩٧